# Limnogeologische Untersuchungen im Dümmer-Becken im Hinblick auf seine Bedeutung als Natur- und Landschaftsschutzgebiet

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

des

Fachbereichs 24 Geowissenschaften

der

Freien Universität Berlin

vorgelegt von

EBERHARD DAHMS

aus Berlin

1972

# Limnogeologische Untersuchungen im Dümmer-Becken im Hinblick auf seine Bedeutung als Natur- und Landschaftsschutzgebiet

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

des

Fachbereichs 24 Geowissenschaften

der

Freien Universität Berlin

vorgelegt von

EBERHARD DAHMS

aus Berlin

1972

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Referenten: Prof. Dr. Max Richter
Prof. Dr. Gerd Lüttig

Tag der mündlichen Prüfung: 11. 7. 1972

Inhaltsverzeichnis Seite


1. Einleitung und Problemstellung 2

2. Allgemeiner Überblick
   2.1. Topographie, Morphologie und Klima des Arbeitsgebietes 5
   2.2. Geologie des Dümmer-Beckens 9
   2.3. Hydrographische Verhältnisse des Sees 13
   2.4. Limnologie des Sees (s.a.3.2.) 18

3. Limnogeologische Untersuchungen
   3.1. Die Seewanne und ihre Sedimentfüllung
      3.1.1. Arbeitsmethoden 22
      3.1.2. Allgemeine Ergebnisse der Sedimentkartierung 30
      3.1.3. Die Sedimenteinheiten (Stratigraphie) 35
         Geschiebelehm 35
         Basissand 37
         Flugsande 39
         Hellgraue kalkige Tone u.Schluffe 42
         Alte Braunmoos-u.Seggentorfe 47
         Alte dunkelbraune Feindetritusmudden 51
         Hellgraue schluffige Kalkmudden 52
         Hellbraune kalkfreie Mudden 56
         Hellgraue elastische Kalkmudden 59
         Olivgrüne bis olivbraune elastische Algenmudden 64
         Dunkelbraune bis hellgraue, z.T. diatomeenreiche Feindetritusmudden 67
         Schwarze diatomeenreiche Feindetritusmudden (rezente Ablagerungen,s.a.3.2.4.) 70
         Gröbere Detritusmudden 74
         Limnische Sande 74
         Junge Nieder- und Hochmoortorfe 76

      3.1.4.Spezialuntersuchungen
      3.1.4.1.Palynologische Untersuchungen 78
      3.1.4.2.Sedimentologische Untersuchungen älterer Sedimente 87
      3.1.4.3.Chemische Untersuchungen älterer Sedimente 92

   3.2. Der rezente See und seine Sedimente
      3.2.1. Hydrochemische Daten 104
      3.2.2. Die Verlandungsvegetation 108
      3.2.3. Beobachtungen zur Verbreitung einiger Muscheln 126
      3.2.4. Die rezenten Sedimente (sedimentologische und chemische Untersuchungen) 128
      3.2.5. Folgerungen im Hinblick auf die rezenten Sedimentationsverhältnisse im Dümmer 140

4. Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Dümmers

   4.1. Entstehungsgeschichte
      4.1.1. Sagen und Legenden 145
      4.1.2. Diskussion wichtiger wissenschaftl.Theorien
      4.1.2.1. Gedanken zur tektonischen und halokinetischen Anlage 146
         2. Theorie einer glazigenen Ausformung 151
         3. Deflationstheorie 152

Seite

4.1.3. Deutung des Dümmers als Thermokarstsee 155

4.1.3.1. Seenbildung im rezenten Permafrostbereich 155

2. Entstehung des Dümmers durch Thermokarstvorgänge 162

4.2. Entwicklungsgeschichte

4.2.1. Weichsel Hochglazial bis Jüngeres Subatlatikum 170-191

Bölling, Ältere Tundrezeit, Alleröd 171

Jüngere Tundrenzeit 174

Präboreal 175

Boreal 176

Atlantikum, Subboreal 182

Älteres Subatlantikum 183

Jüngeres Subatlantikum 184

Beginn des 20. Jahrhunderts 191

Seit Abschluß der Eindeichung 196

4.3. Spezielle Probleme der menschl. Besiedlung

4.3.1. Die Einflüsse der Menschlichen Besiedlung auf den Nährstoffhaushalt des Sees. 203

4.3.2. Vorschläge für Sanierungsmaßnahmen. 207

5. Einige Beobachtungen zur steinzeitlichen Besiedlung des Dümmer-Gebietes 210

6. Zusammenfassung 216

7. Literaturverzeichnis

8. Anlagen

## Verzeichnis der Abbildungen


| Abb. Nr. | | Seite |
|---|---|---|
| 1 | Blick von Lembruch nach NW, Foto | 4 |
| 2 | Lage der größeren Seen Niedersachsens | 6 |
| 3 | Windstärken und -richtungen am Dümmer | 8 |
| 4 | Geologische Übersichtskarte des Dümmer-Beckens | 11 |
| 5 | Wassertiefenkarte | 16 |
| 6 | Arbeitsgeräte, Foto | 23 |
| 7 | Kolbenstechrohr | 25 |
| 8 | Fallgewicht für Festigkeitsmessungen, Foto | 28 |
| 9 | Mächtigkeit der jungen Beckenfüllung | 31 |
| 10 | Morphologie der Beckenbasis | 33 |
| 11 | Flugsande nördl. Stemweder Berg, Foto | 40 |
| 12 | Düne, Foto | 41 |
| 13 | Lithostratigraphische Profile | 43 |
| 14 | Wurmgrabgänge in Sedimenten, Foto | 44 |
| 15 | Verbreitung u.Mächtigkeit der alten Torfe | 49 |
| 16 | " " " hellgrauer Kalkmudden | 55 |
| 17 | " " " hellbr. Mudden u.Sandwechselfolgen | 58 |
| 18 | " " " elastischer Kalk- und Algenmudden | 63 |
| 19 | " " " brauner Feindetritusmudden | 69 |
| 20 | " " " rezenter schwarzer Mudden | 72 |
| 21 | Pollendiagramm Bhrg. 230 | 80 |
| 22 | " Bhrg. 320 f und 462 g | 81 |
| 23 | Kornsummenkurven Basissand, Geschiebelehm | 88 |
| 24 | " limnischer Sedimente | 90 |
| 25 | Glühverlustbest.,Festigkeitsmessg.,Chem.Analysen | 94 |
| 26 | " an Bohrproben Bhrg. 230, 311, 395 | 95 |
| 27 | " an limn. Sedimenten u. Torfen | 102 |
| 28 | See-Kennkurven (Wasserchemismus) | 107 |
| 29 | Luftbild des Dümmers, Foto | 109 |
| 30 | Verlandungsvegetation, Skizze v. KRAUSE (1948) | 111 |

Seite

31 Muschelfaunen West- u.Ostufer, Foto 126
32 Elektron.Mikrosko. Foto rez. schwarze Mudde 129
33 Kornsummenkurven rez. Seeablagerungen 130
34 Karte d.Korngrößenverhältnisse in rezenten Seeablagerungen 132
35 Kalkgehalt der rezenten Seeablagerungen 134
36 Gehalt organ. Substanz d.rez.Seeablagerungen 135
37 Chemische Analysen (Dreiecksdarstellung) 136
38 Korrelation Kalkgehalt-organ.Substanz-Korngröße 138
39 Tiefenlage d.Quartärbasis im Dümmer-Becken 148
40 Entwicklung von Thermokarstseen 158
41 " " " 159
42 " " " 166
43 Größenentwicklung des Dümmers i.Spät-u.Postglazial 172
44 Eisgeschobener Uferwall 178
45 " " 178
46 " " 179
47 Historische Karte des Dümmers 188
48 " " " 189
49 " " " 190
50 Schilfgrenzen 1895 und 1969 193
51 Schilfzonen des Südufers, Foto 199
52 Binseninseln 1961 201
53 " 1966 202
54 Siedlungsgeschichtliche Fundstücke, Foto 212
55 " " " 213
56 " " " 215

Anlage I Bohrprofile (Schnitt SW-NE)
Anlage II Karte der Verlandungsvegetation

Tab. 1 Hydrologische Daten des Sees 18
Tab. 2 Stratigraph.Verteilung v.Kalk u.organ.Substanz 100
Tab. 3 Chem. Analysen d. rezenten schwarzen Mudde 205

# V o r w o r t

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen eines aus Mitteln des Niedersächsischen Zahlenlottos geförderten limnogeologischen Programms zur Untersuchung der Niedersächsischen Binnenseen durchgeführt. Dem Herrn Vizepräsidenten der Bundesanstalt und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Prof. Dr. G. Lüttig, bin ich für die Anregung zu dieser Arbeit und die vielseitige Förderung bei der Ausführung zu außerordentlichem Dank verpflichtet.
Meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof Dr. Max Richter danke ich für die Annahme der Dissertation und für seine Anregungen bei der Diskussion der Ergebnisse.

Mein besonderer Dank gebührt den Herren Dr. Streif, Dr. Merkt (NLfB) und Dr. H. Müller (BfB) für die Einführung in limnogeologische Arbeitsmethoden, die zahlreichen Diskussionen im Verlauf der Untersuchungen und Herrn Dr. H. Müller darüberhinaus für seine Anleitung bei den Pollenanalysen.

Zahlreichen weiteren Bediensteten des NLfB und der BfB bin ich ebenfalls für Anregungen und Unterstützung bei der Durchführung der Arbeit dankbar.

Schließlich möchte ich auch den Wasserwirtschaftsämtern Sulingen, Cloppenburg, dem Huntewasserverband beim Landkreis Diepholz, sowie dem Tiefbauamt Wittlage für die Überlassung zahlreicher wasserbaulicher Unterlagen und dem Fischereipächter L. Stropahl und der Segler Vereinigung Hüde für die herzliche Aufnahme und Hilfe bei den Seeuntersuchungen meinen Dank aussprechen.

## 1. Einleitung und Problemstellung

Vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung wurde 1960 mit der systematischen geologischen Kartierung der natürlichen Seen Niedersachsens begonnen. Ziel dieser "limnogeologischen" Untersuchungen ist, aus Art, Verbreitung, Mächtkgkeit und Alter der Ablagerungen die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte der Seen zu rekonstruieren (GRAHLE et al. 1967).

Im Rahmen dieses Programmes wurden 1964 - 1966 von STAESCHE und STREIF erste Untersuchungen am Dümmer durchgeführt (veröff. bei GRAHLE 1968), an die die vorliegende Arbeit anschließt.

Ältere Veröffentlichungen über den Dümmer enthielten kaum wissenschaftliche Aussagen über die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Sees. GRAEBNER + HUECK(1931) berichteten über die rezente Flora der Uferzonen, BORCHERDING (1889), REICHLING (1921) und KUMMERLOEWE (1955) insbesondere über die Makrofauna, LIENENKLAUS (1897), PERNER-MANEGOLD (1952) und HENSIEK (1955) über die Mikrofauna und STRUCKMANN (1897), MICHAELSEN (1938), REINERTH (1939) und DEICHMÜLLER (1968) über die archäologischen Funde und Ausgrabungen im Dümmer-Becken. V. SANDEN-GUYA (1960) gab in seiner mit zahlreichen eindrucksvollen Fotos ausgestatteten Erzählung "Der Große Binsensee" eine anschauliche Darstellung des allgemeinen Landschaftsbildes und der Tierwelt des Sees. Erst die - im wesentlichen schon 1938 - 1939 durchgeführten, aber sehr viel später (1964) veröffentlichten - Untersuchungen von PFAFFENBERG + DIENEMANN erbrachten durch zahlreiche Bohrungen und Pollenanalysen eine große Zahl wissenschaftlich gesicherter Ergebnisse über die Entwicklung des Dümmers. Danach sollte er im Weichsel-Spätglazial entstanden sein, im frühen Postglazial seine maximale Ausdehnung erreicht haben und heute bereits bis auf 1/5 dieser Größe wieder verlandet sein. Im Verlauf dieser Arbeiten waren nur sehr wenige Bohrungen im See selbst niedergebracht, überwiegend dagegen die

verlandeten Gebiete untersucht worden, wodurch erhebliche Informationslücken im Hinblick auf Verbreitung, Mächtigkeit und Entstehungsbedingungen der limnischen Ablagerungen bestehen blieben.

Nachdem GRAHLE (1968) aufgrund von Bohrungen zu einer neuen Vorstellung von der Entstehung des in vieler Hinsicht ähnlichen, nur etwa 60 km östlich vom Dümmer gelegenen Steinhuder Meeres (Abb. 2) gekommen war, wurde eine generelle limnogeologische Neubearbeitung des Dümmers und eine Überprüfung der von DIENEMANN (1963) für beide Seen angenommenen Entstehung durch Ausblasung (Deflation) für erforderlich gehalten.

Es erschien zweckmäßig, zunächst die rezenten Sedimente zu untersuchen, um die Sedimentationsbedingungen im heutigen See zu klären. Daraufhin sollten ähnliche Untersuchungen auch an älteren Seeablagerungen durchgeführt werden, um Rückschlüsse auf die Art der Sedimentbildung und den allgemeinen Charakter des Sees im Verlauf seiner Entwicklungsgeschichte zu ziehen. An Hand der Ergebnisse der Sedimentkartierung im gesamten Seebecken und des durch neue Pollenanalysen festzustellenden Alters der Ablagerungen sollten schließlich die Entstehungsursachen neu diskutiert werden. Eine weitere Aufgabe bestand in einer botanischen Übersichtskartierung der rezenten Ufervegetation, um dann nicht nur die Geschwindigkeit bzw. Zunahme der aus o.g. Untersuchungen abzuleitenden Sedimentbildung im See, sondern auch die unmittelbaren Verlandungsvorgänge im Uferbereich während der letzten Jahrzehnte oder Jahrhunderte abschätzen zu können.

Die Untersuchung der rezenten Verhältnisse ist jedoch nicht nur als aktuelles Stadium (und Beispiel) für die Seegeschichte von Bedeutung, sondern leistet einen Beitrag zur Klärung von Ursachen der jetzt vielerorts zu beobachtenden alarmierenden Folgeerscheinungen der Umweltverschmutzung, die auch für den Dümmer allmählich zu einem ernsten Problem wurden. Seit der

Eindeichung (1953) hatten sich ökologische Veränderungen in auffallender Weise verstärkt, und wegen des Nachweises pathogener Keime mußte aus hygienischen Gründen wiederholt Badeverbot erlassen werden.

Auch das gesteigerte öffentliche Interesse und die Notwendigkeit von Gegenmaßnahmen ließen daher eingehende Untersuchungen im Hinblick auf den Umweltschutz in diesem für den ostwestfälischen und südwestniedersächsischen Raum wichtigen und sehr beliebten Erholungsgebiet (Abb. 1) notwendig erscheinen.

Soweit es im Rahmen der vorliegenden Arbeit möglich war, sollte daher die Veränderung des Sees durch menschliche Besiedlung seines Einzugsgebietes (erhöhte Nährstoffzufuhr = Eutrophierung), sowie durch direkte Eingriffe des Menschen in seine natürliche Entwicklung (Ausbau der Wasserläufe, Eindeichung) aufgezeigt werden, um daraus Möglichkeiten für Erhaltungs- und Verbesserungsmaßnahmen abzuleiten.

Abb. 1: Ostufer des Dümmers bei Lembruch, Blick gegen W. Der gerade Weg am Ufer verläuft auf der Krone des gut 1 m hohen Deiches. Im Hintergrund Binseninseln.

## 2. Allgemeiner Überblick

### 2.1. Topographie, Morphologie und Klima des Arbeitsgebietes

Das rund 300 $km^2$ große Dümmer-Becken liegt etwa 100 km westlich von Hannover vor den nördlichsten Ausläufern des Nordwestdeutschen Berglandes. Es wird umrahmt von den Dammer Bergen im Nordwesten, dem Hohen Sühn und dem Kellenberg im Norden und Nordosten sowie dem Stemweder Berg im Süden.

Im Osten geht es ohne scharfe Grenze zwischen Oppendorf und Wagenfeld in weite Verebnungsflächen über, die bis zur Weser reichen. Im Südwesten leitet die Senke des Großen (Schweger) Moores in die Hase-Niederung über, und zum Großen Moor östlich Vechta und der Niederung nördlich des Kellenberges bestehen Verbindungen über eine vermoorte Rinne zwischen Dammer Bergen und Hohem Sühn sowie über das Huntetal.

Die umrandenden Höhenzüge erreichen im Kellenberg 70 m, in den Dammer Bergen 145 m und im Stemweder Berg 180 m Höhe über NN und steigen damit erst in 7 - 8 km Entfernung vom heutigen Seezentrum auf 100 - 140 m über dem Seespiegel an.

Das Niveau des Beckens selbst liegt zwischen 37 und 38 m üb. NN, unterbrochen nur von den emporgewölbten Hochmoorinseln im Westen und einigen Flugsand- und Grundmoränenkuppen im Osten, die 40 - 45 m üb. Meereshöhe aufweisen.

Das morphologische Bild der Landschaft erscheint relativ ausgereift: große, z.T. vermoorte oder mit Flugsanddecken überzogene Verebnungsflächen sind umgeben von weitgehend eingerumpften Moränenzügen, und selbst der Nordhang des aus Oberkreideschichten aufgebauten Stemweder Berges ist durch Geschiebelehm- und Flugsandbedeckung diesem Er-

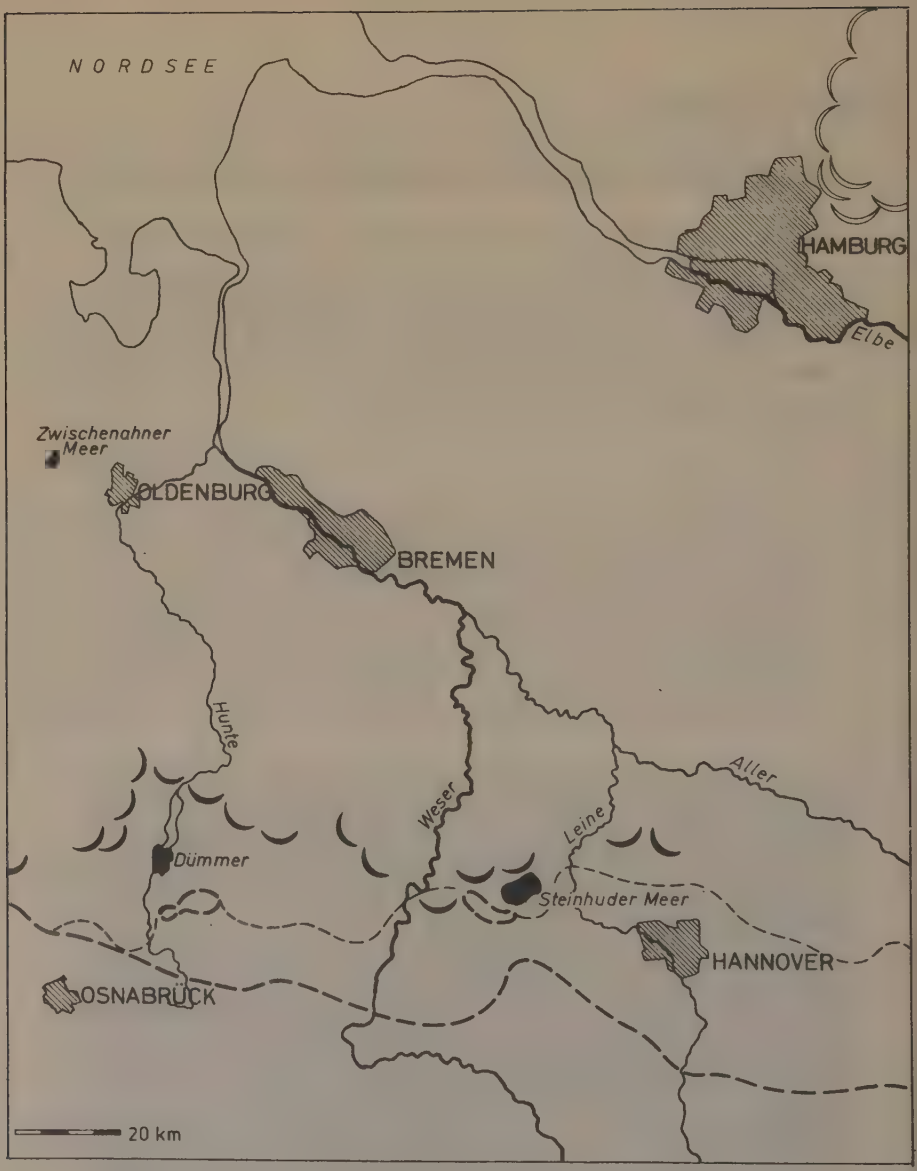



**Abb. 2: Lage der größeren Seen Niedersachsens**

----- Nordgrenze zutage anstehender mesozoischer Gesteine

— — — Orographische Grenze des Nordwestdeutschen Berglandes

Saalezeitliche Stauchmoränen (Drenthe-St., vereifacht)

Weichselzeitliche „ (Frankfurter St. „ )

scheinungsbild stark angepaßt. WOLDSTEDT (1950) stellte diese, mit einem Ausdruck von A. PENCK (1901) als "Altmoränenlandschaft" bezeichneten auffallend seenarmen Gebiete den durch kräftigeres Relief und Seenreichtum ausgezeichneten "Jungmoränenlandschaften" in der Umrandung der Ostsee gegenüber. Letztere wurden vom Inlandeis des Weichsel-(Würm-)Glazials morphologisch entscheidend geformt, während die außerhalb des Gebietes der letzten Eisbedeckung gelegenen Altmoränenlandschaften dem nivellierenden Einfluß der Periglazialerscheinungen unterworfen waren.

Die Morphogenese des Dümmer-Beckens läßt sich also im wesentlichen in drei Abschnitte untergliedern:

1. Tektonische Anlage

   Hebung des Stemweder Berges im Tertiär.

2. Glaziale Ausgestaltung

   Bildung der Stauchmoränen (Kellenberg, Hohe Sühn, Dammer Berge) und einer mit Grundmoräne ausgekleideten Mulde zwischen diesen Höhenzügen während des Saaleglazials.

3. Periglaziale Überprägung

   Einrumpfung der Höhenzüge und weitgehende Auffüllung der Täler durch fluviatile, niveofluviatile und äolische Sedimentation.

Postglaziale Vorgänge sind nach Untersuchungen von MENSCHING (1970) am Osthang der Dammer Berge für die Morphologie des Gebietes nur von untergeordneter Bedeutung.

Das Klima des Dümmer-Beckens ist durch seine Lage der Grenze zwischen Norddeutschem Flach- und Bergland gekennzeichnet. Nach RÖTSCHKE (1961) hat der Landkreis Wittlage zwischen dem Wiehengebirge im Süden und dem Dümmer im Norden ein "maritimes Übergangsklima".

Die nachfolgenden Klimadaten sind teilweise der Arbeit von RÖTSCHKE (1961) entnommen, die Werte der Klimameßstation Diepholz wurden freundlicherweise vom Wetteramt Hannover zur Verfügung gestellt.

Die klimatischen Unterschiede zwischen Tiefebene und Bergland kommen besonders in den Niederschlägen zum Ausdruck: sie liegen im Dümmer-Becken zwischen 650 und 750 mm/a (Diepholz 705, Lemförde 667 mm) und steigen im Wiehengebirge, dem Einzugsgebiet der Hunte und ihrer Zuflüsse bis auf 800 mm (langjährige Mittelwerte).

Die Windrichtungen und -stärken sind in Abb. 3 dargestellt.

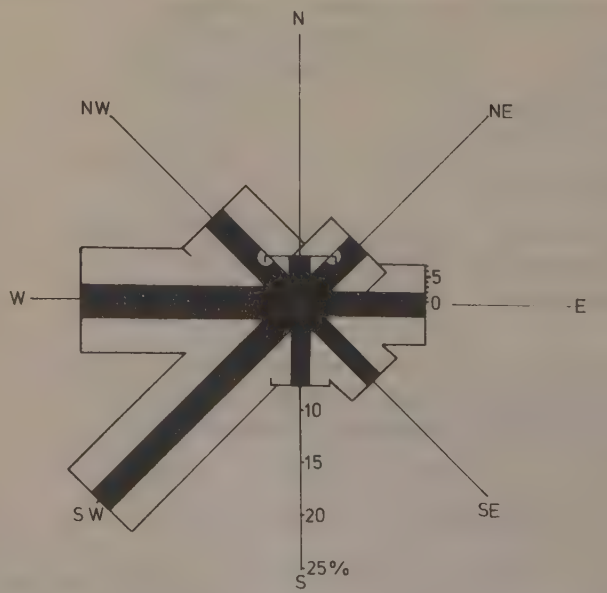



Abb. 3

Windrichtungen u. -stärken (Jahresmittel 1941-1943 u. 1953-1960) in Diepholz (Klimastation)

Balkenlänge : Richtungsprozent
Breite, hell : Windgeschwindigkeit in km/h
Breite, dunkel: W. in m/sec.

Das Diagramm zeigt ein sehr starkes Vorherrschen westlicher (insbesondere südwestlicher) Richtungen, die insgesamt 58,8 % ausmachen, gegenüber 29,4 % östlicher Winde. Die Windstärken liegen bei westlichen Winden zwischen 4,6 - 5,6 m/s, während die Ostwinde im Durchschnitt nur 3,3 - 4,3 m/s erreichen. Die Meßstation liegt ca. 10 km nördlich des heutigen Sees, und die Windstärken und -richtungen werden deshalb nicht genau den Werten am Dümmer entsprechen. Sowohl Südwest- als auch Ostwinde können wegen der weiten, flachen Anlaufstrecken in der Umgebung des Sees häufiger und stärker sein, während die Stärke der West- und Nordwestwinde durch die Schutzwirkung der Dammer Berge etwas gemildert sein wird.

Die Häufigkeit und Stärke bestimmter Windrichtungen spielt für Verlandungs- und Erosionsvorgänge in Seen eine wichtige Rolle. Besonders in flachen Seen beherrschen Wind- und wellenbedingte Strömungen die Sedimentationsvorgänge in starkem Maße (H. MÜLLER, 1969; CARSON + HUSSEY, 1962), wie im Kap. 3.2. näher erläutert wird.

Das Temperaturmittel im Dümmer-Becken liegt zwischen 8 und 9° C (Diepholz 8,9°), das Januarmittel beträgt 0,5, das Julimittel 17,6°. Die tägliche Schwankung macht im Winter 5 - 6° und im Sommer 10 - 12° aus (Diepholz 5,1 bzw. 10,3°). Über den feuchten Niedermoorgebieten ist sie allgemein etwas geringer (durch Verdunstung) und über drainierten Hochmooren etwas größer, weshalb dort auch in der milden Jahreszeit häufiger Bodenfröste auftreten (RÖTSCHKE, 1961).

## 2.2. Geologie des Dümmer-Beckens

Die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes werden durch seine Lage am Südrand der einheitlich von Pleistozänsedimenten bedeckten Norddeutschen Tiefebene bestimmt. Der Stemweder Berg ist bereits ein Ausläufer des aus mesozoischen Gesteinen aufgebauten Nordwestdeutschen Berglandes (Abb. 2 + 4).

Das Dümmer-Becken liegt zwischen dieser älteren Erhebung und der Stauchmoränenkette der Rehburger Phase (LÜTTIG, 1958) des Drenthe-Stadials der Saale(Riß)Eiszeit.

Der tiefere Untergrund des Beckens ist aus einigen Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen in groben Zügen bekannt. Danach zieht sich vom Stemweder Berg eine aus den dort aufgeschlossenen glaukonitreichen Kalksandsteinen der Oberkreide (Campan) gebildete Mulde unter dem südlichen Dümmer-Becken hindurch nach Nordwesten in Richtung Damme. STILLE + BRINKMANN (1930) bezeichneten sie als "Dammer Oberkreidemulde". Auf der Nordseite wird diese Struktur von einer langgestreckten Aufwölbung von Wealdentonstein über einer Salzakkumulation in den Münder Mergeln (Ob. Malm/Jura), der sog. "Lembrucher Achse" begrenzt. Über dieser Struktur keilt die Oberkreide aus, und Gesteine des Wealden bzw. der jüngeren Unterkreide bilden die präquartäre Oberfläche. Im Osten und Nordosten des Beckens dagegen besteht sie aus dunklen Tonsteinen der Unterkreide, im Nordwesten aus sandig-tonigem Tertiär (STILLE + BRINKMANN, 1930; DIENEMANN, 1961).

Eine Gliederung der im Durchschnitt 40 - 50 m mächtigen quartären Beckenfüllung ist bisher noch nicht durchgeführt worden, da keine Kernbohrungen und geoelektrischen Bohrlochmessungen vorliegen, die diesen Bereich erfaßt hätten. Aus den Untersuchungen benachbarter Gebiete (STILLE + BRINKMANN, 1930) geht hervor, daß glaziäre und fluvioglaziäre Ablagerungen der Elster(Mindel)- und der Saale(Riß)-Eiszeiten, sowie periglaziäre Sedimente der Weichsel(Würm)-Eiszeit und die entsprechenden Interglazialbildungen vorhanden sein müßten. Über elsterzeitliche Ablagerungen im Dümmer-Becken sind bis jetzt keine Angaben möglich, weil noch ungeklärt ist, ob die (nach Auskunft einer Installationsfirma) bei Brunnenbohrungen in 30 - 35 m Tiefe angetroffene humose Schicht dem Holstein Interglazial entspricht.

**Abb. 4: DÜMMER-BECKEN**
**Geologische Übersichtsskizze**

- Stauchmoränen, z.T. unter Flugsand u. Flottsand
- Grundmoränenflächen (Geschiebelehm, z.T. unter Flugsand)
- Hochmoore
- Niedermoor
- Flugsandgebiete, z.T. Seesand, zwischen Lembruch - Diepholz - Wagenfeld mit flachen limnischen Becken, fossilen Fließrinnen, Anmoor- u. Niedermoorflächen
- Kalksandstein (Oberkreide)
- bisher nachgewiesenes Verbreitungsgebiet der Seeablagerungen (Stand: 1972)

Maßstab 3 km

Einen Eindruck vom inneren Aufbau der saalezeitlichen Stauchendmoränen vermittelt die Sandgrube des Kalksandsteinwerkes Gottwald in Wagenfeld-Bockel am Südzipfel des Kellenberges. Die Abfolge beginnt mit z.T. kreuzgeschichteten, weißen, lagenweise mittel- und grobsandigen Feinsanden mit einzelnen Fein- bis Mittelkiesgeröllen (Nord. Kristallin u. Flint). Sie wird nach oben gleichmäßiger feinkörnig und glaukonitreich. Darüber folgt eine Serie aus stark kreuzgeschichtetem, rötlichem Fein- bis Mittelsand. Darauf liegt diskordant eine dünne Geschiebelehmähnliche Lage (0,3 m), mit bis kopfgroßen Geschieben, die als wasserstauende Schicht den Aufschluß durchzieht. Den oberen Abschluß bildet eine Wechselfolge von weißen Sanden und z.T. rötlichbraunen Kieshorizonten mit viel Buntsandstein und Lyditgeröllen ("Wesermaterial"). Der wahrscheinlich noch folgende jüngere Flugsand ist als Abraum weggeschoben. An anderen Stellen im Kellenberg und in den Dammer Bergen sind bei der Stauchung durch das vorrückende Inlandeis tertiäre Tonschuppen in die Moränen aufgenommen worden. Die neuen großen Lehing'schen Sandgruben auf dem Kellenberg zeigen diese Erscheinungen besonders eindrucksvoll. Auf die Genese der Moränenketten geht DEWERS (1941) näher ein.

Ebenfalls saalezeitlichen Alters sind die zahlreichen kleinen Geschiebelehmvorkommen im Dümmer-Becken (s.Abb. 4), die bei den im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen niedergebrachten Bohrungen zur Abgrenzung des limnischen Beckens z.T. unter Flugsand, Torf oder limnischen Sedimenten angetroffen wurden (s. Kap. 3.1.3.).

Als Eeminterglazial hat PFAFFENBERG (1937) humose Bildungen mit Pollen (u.a. Picea) und zahlreichen Diatomeenresten gedeutet, die bei einer Wasserbohrung östl. Burlage in 20 m Tiefe durchbohrt wurden. Nach freundlicher Mitteilung des Bohrunternehmens Veitz in Barnstorf kommt häufig eine humose Schicht mit Holzresten in dem Gebiet zwischen Eickhöpen, Lembruch und Hörster Bruch in gleicher Tiefe (18 - 22 m) vor, so daß auf ein größeres, zusammenhängendes Vorkommen geschlossen werden kann.

Dem Weichselglazial ist eine Feinsand-Schluff-Wechsellagerung ("Basissand") zuzuordnen, die allgemein unter den limnischen Sedimenten verbreitet ist. Gleichen stratigraphischen Alters sind vielleicht auch die Flugsande im zentralen und östlichen Dümmer-Becken.

Die Flugsand-und Sandlößvorkommen am Nord- und Osthang des Stemweder Berges und am Osthang der Dammer Berge sind nach den Untersuchungen von VIERHUFF (1967) ebenfalls überwiegend während des oberen Weichselglazials gebildet worden.

Im Weichsel-Spätglazial (z.T. schon im Hochglazial) beginnt dann die limnische Sedimentation, die im Bereich des rezenten Sees noch heute andauert. In den inzwischen verlandeten Seeteilen werden die limnischen Ablagerungen von holozänen Niedermoor- und z.T. auch Hochmoorbildungen überdeckt.

## 2.3. Hydrographische Verhältnisse des Sees

An dieser Stelle seien einige Bemerkungen zur Bedeutung des See-Namens eingefügt: die Anwohner bezeichnen ihn von alters her immer nur als "den Dümmer" (HODENBERG 1842). Nur in Veröffentlichungen und Karten wurde er mit dem Zusatz "See" bedacht. Die vermutlich älteste Karte (16. Jahrh.) trägt noch die einfache Bezeichnung (s. Abb.47). LOHMEYER (1925) hat sich eingehend mit der Bedeutung des Namens beschäftigt und gelangtezu dem Schluß, daß er aus dem Grundwort Meer und dem Bestimmungswort düm (aus dium, düm, dum) zusammengesetzt ist. Das keltische Wort dum = Fluß entfällt als Deutung, da nach MICHAELSEN (1938) keine keltischen Siedlungsspuren am Dümmer nachgewiesen sind. Die älteren Anwohner sind z.T. auch heute noch vom Vorhandensein tiefer Stellen im See überzeugt, weshalb auch die altsächsische Silbe diop, diup = tief, als Ursprungswort in Frage käme.

Insgesamt werden für die erste Silbe folgende Deutungen gegeben: tief, taub, seicht, dunkel, nebelig, feucht (LOHMEYER, 1925).[1] An der Bedeutung der zweiten Silbe ist kaum zu zweifeln. Nahezu alle Seen im nordwestdeutschen Tiefland und in Holland, z.T. auch in England, werden als "Meer" bezeichnet. Außerdem gibt die am Dümmer im Volksmund gebräuchliche Bezeichnung "Meergeil" für die hellgrauen, auffallend elastischen Kalkmudden einen eindeutigen Hinweis. Alle älteren Anwohner kennen diese Bezeichnung sowie die Gummiartigkeit des Sediments und halten es für eine Ablagerung des ehemals größeren Sees. Der Silbe "geil" ist nach GRIMM (1962, S. 2587) dabei etwa die Bedeutung "Wucherung" des Meeres oder Ablagerung des "übermäßig großen" Meeres zuzuschreiben.

Die Größe des Sees nimmt mit zunehmender Vermessungsgenauigkeit schneller ab als Verlandungsvorgänge und künstliche Senkung des Wasserspiegels es bewirkt haben können. BÜSCHING (1779) nennt 27 $km^2$, der BROCKHAUS von 1834 noch 21 $km^2$, ein Wert, der von den meisten Autoren noch bis 1931 übernommen wird, obwohl im WESERWERK (1901) schon nur noch 15 $km^2$ angegeben sind. PFAFFENBERG + DIENEMANN (1964) nennen immer noch 16 $km^2$ und beziehen sich dabei auf KLEE (1953).

Bei den im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen durchgeführten Vergleichen zahlreicher Landkarten von vor 1600 bis 1961 und Luftbildern von 1969 ergab sich, daß bis auf den (damals zutreffenden) Wert im Weserwerk, alle Angaben zu hoch waren. Zur Zeit (1969/70) beträgt die Größe der befahrbaren Wasserfläche einschließlich der von Seerosen bedeckten Flächen, aber ohne Schilfgürtel: 12 $km^2$. Der größte Teil der ausgedehnten Schilfflächen hat bereits eine zusammenhängende Wurzeldecke in Höhe des Sommerwasserspiegels gebildet und ist als verlandet einzustufen. Nur ein mehr oder weniger schmaler Streifen der Phragmites-Zone ist noch von Schwimmblattpflanzen, Litoralalgen und Wassertieren besiedelbar.

---

1) Verf. hält eine Ableitung vom nordgermanischen Volksmundausdruck "Dy" für wahrscheinlich, weil auch im Dümmer seit dem Subboreal braune humose Mudden abgelagert wurden, deren Aussehen den Anwohnern wegen der Flachheit des Sees vertraut gewesen sein muß.

Die o.g. Größe von 16 $km^2$ umfaßt die gesamte eingedeichte Fläche, die nur bei aufgestautem Hochwasser überflutet wird.

Auch die in älteren Arbeiten (von BÜSCHING (1779) bis GRAEBNER + HUECK (1931))genannten Wassertiefen von bis zu 5 Meter an einzelnen Stellen des Nordteils ließen sich nicht nachweisen (dazu HALBFASS (1933): "... sind in den Bereich der Fabel zu weisen").

Die sehr detaillierte Echolotungskarte der Forschungsstelle Norderney von 1958 und mehr als 1000 mechanische Lotungen der Hunteneubauabteilung ergaben für einen Wasserstand von 37,1 m üb. NN nur an zwei Stellen des Sees Wassertiefen von 1,5 m.

Die Karte (Abb. 5) ist nach den eigenen Stablotungen an den Bohrpunkten konstruiert und vermittelt einen Eindruck von der Flachheit des Sees und der Ebenheit des Seebodens.

Die alten Angaben und Ansichten der älteren Anwohner über größere Tiefen erscheinen nur folgendermaßen erklärbar: Beim Staken der Boote traf man z.B. in den weichselzeitlichen Beckentonen, die im Nordteil auftreten, nicht gleich auf festen Widerstand. Die Tiefenwerte beziehen sich daher wahrscheinlich auf den Sanduntergrund und nicht auf die Oberfläche der weichen Mudden.

Das Einzugsgebiet des Dümmers ist nach Berechnungen des Wasserwirtschaftsamtes Sulingen etwa 406 $km^2$ groß. Hauptwasserlieferant ist die aus dem südlich anschließenden Bergland (Wiehengebirge) kommende Hunte mit ihren Zuflüssen. Außerdem mündeten früher noch eine Reihe kleinerer Bäche aus den Mooren im Süden, Westen und Nordwesten in den See, die seit der Eindeichung mit Ausnahme des Marler Grabens über den Randkanal um den See herumgeleitet werden.

Abb.5: DÜMMER, Wassertiefen in Metern unter Normalwasserspiegel (37,1 m üb.NN), konstruiert nach den an den Bohrpunkten gemessenen Werten
schwarze Punkte = Bohrpunkte
Maßstab 1,0 km

Wegen seines auf weiten Flächen sandigen, von abdichtenden, feinkörnigen limnischen Sedimenten freien Bodens muß der See in engem Kontakt mit dem Grundwasser stehen. Bei Bohrungen im Ochsenmoor und im Kemphauser Moor wurde unter den Mudden schwach gespanntes Grundwasser angetroffen. Diese Erscheinung ist folgendermaßen erklärbar: Die Oberflächengräben entwässern nur das obere Grundwasserstockwerk, das sich in den Torfen über den schlecht durchlässigen Mudden gebildet hat. Unter diesen Mudden besteht ein zweites Grundwasserstockwerk, welches bis auf die saalezeitliche Grundmoräne (Geschiebelehm) hinabreicht. Zwischen den beiden stauenden Horizonten kann das untere Stockwerk durch Zustrom von den umliegenden Höhen unter hydrostatischen Druck gelangen und bei niedrigem Wasserstand den See speisen. Umgekehrt kann der See wegen der besonders tiefen Lage der Grabensohlen der Entwässerungsgräben und einer dadurch hervorgerufenen künstlichen Senkung des Grundwasserspiegels am sandigen Ostufer im Lehmbrucher Gebiet zeitweilig Oberflächenwasser an das Grundwasser abgeben.

Der älteste natürliche Abfluß ist die "Alte Hunte" im Norden. Sie fließt streckenweise in einem bereits im Subboreal angelegten Flußbett, das nach der Wasserspiegelsenkung im jüngeren Subatlantikum erneut in Erscheinung getreten ist (s. Kap. 4.2.1.). Daneben scheinen noch einige flache, undeutliche Rinnen zur Lohne-Senke bestanden zu haben, von denen eine, die "Neue oder Große Lohne" nach HALENBECK (1878) wahrscheinlich 1587 oder 1601 zum Hauptabfluß erweitert (aufgegraben) worden ist.

Seit Abschluß der Eindeichung (1953) wird der See als Hochwasserrückhaltebecken der Hunte benutzt. Der Wasserspiegel kann von seiner normalen Höhe bei etwa 37 m üb. NN bis auf 38,1 aufgestaut werden. Einzelheiten des Deichbaus hat KLEE (1953) beschrieben.

Tab.: 1 Zusammenstellung einiger hydrograph. Daten über den Dümmer

| | | |
|---|---|---|
| Größe: | Wasserfläche ohne Schilfgürtel | 12,19 $km^2$ |
| | Wasserfläche incl. durchflutetem Teil d. Schilfgürtels | 12,39 $km^2$ |
| | gesamte eingedeichte Fläche | 15,8 $km^2$ |
| Wassertiefen: | größte Tiefe bei 37,1 Pegelstand | 1,5 m |
| | mittl. Tiefe | 1,13 m |
| Volumen: | | 14 mio $m^3$ |

## 2.4. Limnologie des Sees

Der Dümmer weist aufgrund seiner hydrographischen Gegebenheiten eine Reihe von Merkmalen auf, die ihn von tieferen ("normalen") Seen unterscheiden und nach FOREL's Definition teilweise sogar als Weiher chrakterisieren würden. Insbesondere fällt das Vordringen emerser Hydrophyten (Scirpus lacustris, L. Seebinse) bis zur Seemitte ins Auge (Kap. 3.2.), daneben auch die Tatsache, daß jeder starke Wind das Wasser bis zum Grund aufwühltund die Sichttiefe (gemessen mit Secchi-Scheibe) neben der hohen Planktondichte auch durch aufgewirbeltes Sediment auf weniger als 30 cm verringert wird. Nach HALBFASS (1922) kann man jedoch die Seedefinition nicht streng von der Wassertiefe und dem Vorhandensein einer Temperaturschichtung abhängig machen, sondern müßte einen See allgemeiner als eine Wasseransammlung bezeichnen, die besondere, individuelle Zustandserscheinungen im Vergleich mit anderen Gewässern (Flüssen, Meeren, Grundwasser) entwickelt hat.

Sowohl die Untersuchungen des rezenten Sees von PERNER-MANEGOLD (1952), als auch die hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse über seine älteren Entwicklungsstadien stellen eine Einstufung des Dümmers als echten See außer Frage.

PERNER-MANEGOLD (1952) stellte bei ihren Untersuchungen fest, daß die Wassertemperaturen in den Sommern 1947/48 monatelang über 20° C lagen und nur selten ein Unterschied von wenigen Grad zwischen Oberflächen- und Bodenwasser vorhanden war, der auch durch leichten Wind bereits verwischt wurde.Diese für Seen im nördl. Mitteleuropa ungewöhnlichen Wassertemperaturen sind z.B. den von PETROVIC (1969) im Dojran-See im warmen, mediterranen Klima Jugoslawiens gemessenen Werten vergleichbar. Nach RÖTSCHKE (1961) waren die Sommer 1947/48 jedoch ungewöhnlich warm und die Wassertemperaturen liegen in normalen Jahren niedriger, wie die Messungen von BEHRE + MERKT im Zusammenhang mit (noch unveröff.) Algenuntersuchungen im Sommer 1970 zeigten. Aus den Messungen ergibt sich aber allgemein eine sehr starke Abhängigkeit der Temperatur der gesamten Wassermasse von Schwankungen der Lufttemperatur. Durch die geringe Tiefe und gute Windexposition wird das Wasser stets gut durchmischt und außerdem ist im Sommer bei einer täglichen Schwankung der Lufttemperatur von etwa 10° C (RÖTSCHKE, 1961) wegen der auftretenden Dichteänderungen im Wasser ebenfalls mit weitgehender Umschichtung im Tagesrhythmus zu rechnen. Die zeitweilig hohen Wassertemperaturen bis hinab zur Sedimentoberfläche und die häufige Durchmischung haben erheblichen Einfluß auf den Nährstoffhaushalt des Sees (Kap. 4.3.).

Nach seinem Chemismus ist der Dümmer als eutropher (nährstoffreicher), relativ sulfatreicher Bicarbonatsee zu bezeichnen.

Die pH-Messungen ergaben im Sommer und Herbst 1970 Werte zwischen 9 und 10.

Auf die Ionengehalte wird im Kap. 3.2.1. näher eingegangen.

Untersuchungen des Phytoplanktons liegen bisher noch nicht vor. K. BEHRE hat schon seit etwa 30 Jahren hin und wieder Algenproben bearbeitet und wird dieses Programm mit mehreren

Probenserien 1970/71 abschließen, so daß demnächst mit einer Veröffentlichung der Ergebnisse zu rechnen ist.

Bei der mikroskopischen Durchsicht rezenter Sedimentproben fanden sich Diatomeen, Cyanophyceen und Scenedesmus als häufigste Algen, also ein "eutrophes Mischplankton" (HUTCHINSON, 1967).

Innerhalb des Zooplanktons hatte PERNER-MANEGOLD (1952) zahlreiche planktonische Cladocerenarten in großen Individuenzahlen festgestellt und damit gleichzeitig den echten Seecharakter des Dümmers bewiesen. Nach ihrer Meinung scheint für die Cladoceren die beträchtliche Größe des Gewässers (12 $km^2$) ein ausreichender Ersatz für die mangelnde Tiefe zu sein. Im Hinblick auf den limnologischen Charakter des Sees war auffallend, daß am Westufer außerhalb des Schilfgürtels verbreitet Litoralformen auftreten, während sie am Ostufer, wie HENSIEK (1955) nachwies, auf kleine Wasserflächen hinter oder im Schilfgürtel beschränkt waren. Das Verbreitungsgebiet der Planktonten reichte hier auf der Seeseite sogar in die lockere äußere Schilfzone hinein.

Diese Verteilung beruht in erster Linie auf der unterschiedlichen Exposition der Seeufer zu den vorherrschend westlichen Winden. Hinzu kommt, daß die westliche Seehälfte von zahlreichen Binseninseln durchsetzt ist und daher für die meiste Zeit des Jahres durch Welleninterferenzen an den Binseninseln auch bei Ostwind kein starker Seegang bis zum Westufer dringt.

Auch das Makrobenthos zeigt eine ähnlich unterschiedliche Verbreitung bei den Muschelgattungen Unio und Anodonta (s. Kap. 3.2.3.). BORCHERDING (1889) hatte bei seiner Untersuchung der Mollusken festgestellt, daß die Fauna am Dümmer artenreicher war als in anderen von ihm untersuchten Seen Nordwestdeutschlands.

Der See wird auch heute noch mit Stellnetzen und zeitweilig mit Schleppnetzmethoden intensiv fischwirtschaftlich genutzt. Gefangen werden in erster Linie Aal (Anguilla vulgaris L.) und Hecht (Esox lucis L.), daneben Barsch (Perca fluviatilis L.), Schlei (Tinca tinca CUV.), Brassen (Abramis brama L.), Karpfen (Cyprinus carpio L.), Plötze (Leuciscus rutilus L.) und andere in geringeren Mengen. Wegen der Isolierung des Sees durch die Stauwehre werden vom Fischereipächter Ludwig Stropahl in Hude regelmäßig Jungfische eingesetzt.
Durch den außergewöhnlichen Arten- und Individuenreichtum seiner Vogelwelt ist der Dümmer unter Fachleuten und interessierten Laien ähnlich berühmt, wie die schwedischen Seen Takern und Hornborga (DU RIETZ et al. 1939, BJÖRK 1970). V. SANDEN-GUYA (1960) gibt neben anschaulichen Schilderungen auch eine umfangreiche Liste der vorkommenden Vogelarten.
Die reiche Entfaltung der ortsansässigen Arten und die Beliebtheit als Rastplatz bei Zugvögeln ist nach DU RIETZ et al. (1939) für die genannten schwedischen Seen in der geringen Tiefe und der dadurch bedingten schnellen Erwärmung des Seewassers zu erblicken (s.a. LOHAMMAR 1965). Hierdurch kommt es zu einer besonders frühzeitigen Entwicklung zahlreicher Futterorganismen in den Seen. Vor der Eindeichung hat das in gleicher Weise für den Dümmer gegolten. Vor allem die schnelle Erwärmung der überschwemmten Flächen im Frühjahr,aber auch anhaltend hohe Wassertemperaturen (z.T. bei Herbsthochwasser)bei herbstlichen Schönwetterperioden brachten eine arten- und individuenreichere Lebewelt hervor, als sie in tieferen,kälteren Seen anzutreffen ist.

Die Makroflora des Dümmers ist zuerst von GRAEBNER + HUECK (1931) näher untersucht worden. Sie ist ebenfalls ähnlich reich entwickelt wie bei den beiden schwedischen Seen. Die Schilfzonen am Südufer reichen bis zu 770 m in den See hinaus. Die Verbreitung der einzelnen Schilfarten ist recht unterschiedlich und zeigt Abhängigkeiten von der Wind- und Wellenexposition ihrer Standorte bzw. von der

durch diese Faktoren hervorgerufenen wechselnden Zusammensetzung des unterlagernden Sediments (s. Kap. 3.2.2.).

## Limnogeologische Untersuchungen

### 3.1. Die Seewanne und ihre Sedimentfüllung

#### 3.1.1. Arbeitsmethoden

Geländearbeiten

Als topographische Unterlage bei den Geländeuntersuchungen dienten Meßtischblätter im Maßstab 1 : 25 000, von denen für die Arbeiten auf dem See Ausschnittvergrößerungen auf 1 : 10 000 angefertigt wurden. Ein äußerst wichtiges Hilfsmittel sowohl bei der Kartierung als auch bei Auswertung der Bohrergebnisse waren Reihen-Luftbilder der Landesvermessung im Maßstab 1 : 15 000 - 1 : 22 000. Sie lassen alte Wege, Fluß- und Bachläufe, ehemalige Uferlinien des Sees, Verbindungsrinnen einzelner Seebecken, Grenzen der Niedermoorverbreitung und zahlreiche weitere, geologisch interpretierbare Details erkennen. Mit Hilfe der Luftbilder kann daher gezielter gebohrt und die Verbreitung einzelner Sedimentkörper schneller und sicherer erkannt und abgegrenzt werden. Insbesondere bei der Schilfkartierung waren sie unentbehrliche topographische Unterlage, weil bei einer Breite der Schilfflächen von bis zu 600 m eine Orientierung oder Abgrenzung einzelner Pflanzenkomplexe ohne erheblichen Meßaufwand nicht möglich gewesen wäre.

Zur Sedimentkartierung fanden die in Abb. 6a gezeigten Handbohrgeräte Verwendung, die in der auf Abb. 6b gezeigten Weise bei den Geländefahrten leicht transportiert werden konnten.

Abb. 6a:

Arbeitsgeräte der limnogeologischen Kartierung

v. links: Verlängerungsstangen f. Linnemann G. u. Marschenlöffel, Spaten, Plastikhammer,
1. Bohrstock nach Pürkhauer,
2. Peilstangenbohrgerät, 2 m-Spitze,
3. Marschenlöffel mit angeschweißtem Fußtritt,
4. Moorkammerbohrer,
5. Kolbenstechrohr für Flachwasserbohrungen,
6. Tiefenmeßstab mit Schöpflöffel für Oberfl.-Sedimentproben

Abb. 6b:

Transportgestell für Bohrgeräte bis 3 m Länge während der Geländeuntersuchungen

In Torfen und Mudden wurde zunächst mit dem HILLERschen Kammerbohrer (BENTZ 1961), später jedoch fast ausschließlich mit dem Marschenlöffel n. SCHÜTTE (op. cit.) gebohrt. Mit diesem Gerät lassen sich kegelförmige Bohrkerne gewinnen, die das Sediment in nahezu natürlichem Verband zeigen und sich für die makroskopische Beschreibung an Ort und Stelle weit besser eignen als die beim Bohrvorgang zerkleinerten Proben aus dem Kammerbohrer.

Vor allem für die Entnahme von Pollenproben ist ein mit dem Marschenlöffel gewonnener Bohrkern vorteilhafter als eine Kammerprobe, weil die Verunreinigungsgefahr bei aus einem Kern herausgeschnittenen Proben minimal ist. Der Marschenlöffel hat ferner den Vorzug, daß man mit ihm mehr als 0,5 m mächtige Sand- oder sandige Wechsellagerungen, wie sie im Dümmerbecken häufig in der jüngeren Tundrenzeit abgelagert worden sind, noch durchstechen kann. Der Kammerbohrer durchdringt wenige Dezimeter Sand schon nicht mehr, so daß PFAFFENBERG (1964) mit diesem Gerät häufig die unter der sandigen Folge liegenden älteren spätweichselzeitlichen Mudden und Torfe nicht mehr erreicht hat.

Bohrungen in Flugsand- und Grundmoränengebieten sowie in die tieferliegenden älteren weichselzeitlichen Sande ("Basissand") wurden z.T. mit dem PÜRCKHAUER-Bohrstock und z.T. mit dem LINNEMANN-Peilstangen-Gerät ausgeführt. Zur Entnahme von Bohrkernen aus den stellenweise bis zu 5 m mächtigen limnischen Sedimenten konnte ein von MERKT und STREIF (1970) aus dem LIVINGSTONE-Gerät entwickeltes Stechrohr-Bohrverfahren angewendet werden, welches sich inzwischen auch bei tieferen Bohrungen ausgezeichnet bewährt hat.

Für die Untersuchungen im Bereich des rezenten Sees standen ein großes Schlauchboot (Hochseerettungsboot 2 x 5 m) mit nachträglich eingebautem Bohrschacht (s. Abb. 5 bei STREIF, 1970), sowie ein kleines, schnelles Verkehrsschlauchboot mit Außenbordmotoren zur Verfügung. Die Lage der Bohrpunkte und Probenentnahmestellen wurde mit einem Sextanten nach Art der terrestrischen Navigation (Doppelwinkelmessung) an Hand von Fixpunkten bekannter Lage (Häuser, Kirchtürme) bestimmt.

Wegen der geringen Wassertiefe und vor allem der weiten Verbreitung sandiger Sedimente am Seegrund erwies sich der Kammerbohrer für die Sondierungen im See als wenig geeignet. Speziell für diese Gegebenheiten wurde ein einfaches Kolbenstechrohr entwickelt (Abb. 6a, 7).

Es besteht aus einem 2 m langen Duraluminiumrohr von 45 mm Ø, das am unteren Ende schräg zugeschärft ist. In diesem Rohr wird an einer Aluminiumstange (Verlängerungsstange vom Kammerbohrer) ein Kolben aus komprimierbarem Schlammkunststoff geführt. Der Kolben ist über einen Augbolzen und einen Schäkel mit der

Stange verbunden und kann zwischen zwei Messingscheiben mit Hilfe einer Flügelmutter soweit gepreßt werden, daß er an der Innenwandung dicht anliegt, jedoch im nassen Rohr noch leicht beweglich ist. Alle Teile sind aus nichtrostendem Material und daher wartungsfrei. In der auf Abb. 8 gezeigten Kolbenposition wird die Spitze bis zur Sedimentoberfläche abgesenkt und dann das Rohr schnell ins Sediment gestoßen, während der Kolben (vom 2. Bohrmann) an der Stange auf der gleichen Höhe festgehalten wird. Durch die Verwendung des Kolbens wird beim Einstechvorgang ein Unterdruck zwischen Kolben und Sediment erzeugt, der zur Überwindung der Wandreibung des eindringenden Kerns beträgt und ihn dann beim Ziehen im Rohr hält. Nach dem Ziehen des Stechrohrs kann der Kern direkt mit dem Bohrkolben und der Kolbenstange zur makropetrographischen Beschreibung und Probenentnahme aus dem Rohr auf eine Kunststoffhalbschale ausgepreßt werden.

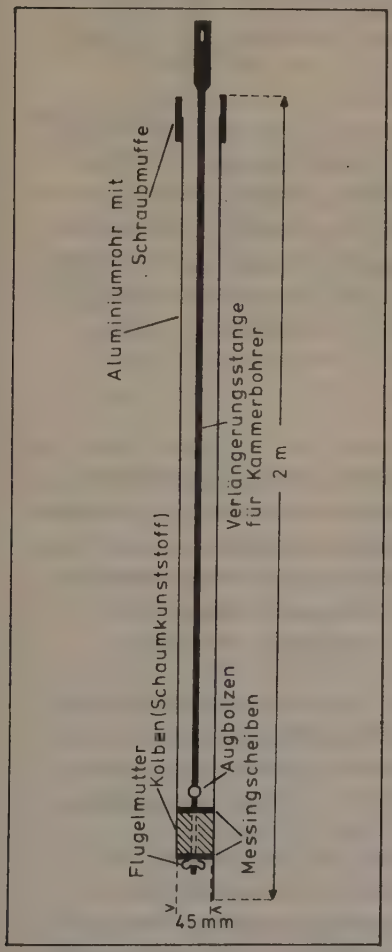



Abb. 7: Kolbenstechrohr

Für die Untersuchungen im Dümmer war besonders wichtig, daß das Rohr auch in sandige Sedimente noch 0,5 - 0,7 m Eindringtiefe erreichte. Wegen der geringen Gesamtlänge ist es jedoch nur in extrem flachen Seen oder im Litoral verwendbar.

Tiefere Bohrungen im See wurden z.T. mit dem LIVINGSTONE-Gerät, dem Kammerbohrer und dem LINNEMANN-Gerät ausgeführt.

Zur Entnahme von Proben der rezenten Seeablagerungen (oberste 5 cm) diente ein einfacher Schöpflöffel, der an eine mit Meßmarken versehene, gleichzeitig als Wassertiefenmeßstab verwendete Holzlatte montiert war. Wegen der geringen Wassertiefe und im Hinblick auf die Art der durchgeführten Analysen (Kap. 3.2.4.) erschien diese Methode ausreichend.

Die Proben zur Untersuchung des Wasserchemismus wurden aus etwa 0,3 m Wassertiefe unfiltriert mit 2 l Plastikflaschen entnommen und darin bis zur Untersuchung im Labor aufbewahrt.

Die Kartierung der Verlandungsvegetation erfolgte im Winter 1969/70 (vom Eis aus), weil die bis zu 600 m breiten Schilfflächen im Sommer zum größten Teil weder begehbar noch befahrbar sind (außerdem unter Naturschutz stehen) und ein Abschätzen der Verbreitungsareale einzelner Schilfarten vom Boot oder Land aus auch unter Zuhilfenahme von Luftbildern nicht möglich war. Da an zahlreichen Stellen innerhalb des Schilfgürtels, vermutlich wegen biothermer Reaktionen bei der Zersetzung organ. Substanzen, auch nach wochenlangem, strengem Frost nur wenige Zentimeter Eisdicke vorhanden waren, erwies sich die Benutzung von Skiern nicht nur für den schnelleren An- und Abmarsch als nützlich, sondern auch als notwendig. Als topographische Unterlage für diese Aufnahmen dienten auf 1 : 7000 vergrößerte Luftbilder. Die Ergebnisse der Winterkartierung wurden im Sommer 1970 ergänzt, wobei auch eine Überprüfung der Pflanzenbestimmungen möglich war.

Innenarbeiten

Quantitative Aussagen über die Entwicklung der Binseninseln zwischen 1961 und 1966 konnten allein mit Hilfe der Luftbilder - ohne Geländeuntersuchungen - erarbeitet werden. Anzahl und Lage der Inseln wurden mit einem Stereotop auf eine Seekarte im Maßstab 1 : 25 000 übertragen und teilweise direkt aus einem Luftbildmosaik 1 : 25 000 der Bundeswehr entnommen.

Die bei der Vegetationskartierung auf Transparentdeckfolien der Luftbildvergrößerungen eingetragenen Grenzen der jeweils dominierenden Schilfsorten wurden mit Hilfe eines Linearvergrößerers auf eine Seekarte im Maßstab 1 : 5000 übertragen.

Die an Hand der Luftbildauswertung und der Kartierung ermittelten Schilfgrenzen erbrachten bei den anschließend im Niders. Staatsarchiv Hannover durchgeführten Vergleichen mit zahlreichen historischen Karten aus dem 16. - 19. Jahrhundert einschließlich der ältesten Meßtischblätter (1895) aufschlußreiche Hinweise über die jüngsten Verlandungsvorgänge.

Als in vieler Hinsicht wertvoll erwiesen sich auch Lagepläne der Entwässerungsgrabensysteme, die neben zahlreichen nivellierten Geländepunkten auch unterschiedlich viele Bohrungen zur Ermittlung der Tiefenlage des "mineralischen Untergrundes" (Sandoberfläche unter Torf oder Mudde) enthielten. Mit ihrer Hilfe konnte sowohl die annähernde Höhenlage der im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen niedergebrachten Bohrungen ohne neue Nivellements ermittelt, als auch die Mächtigkeit der Torf- und Muddevorkommen in den an Hand der eigenen Bohrungen konstruierten Karten ergänzt werden.

Labormethoden

Die Untersuchung der Kernbohrungen begann mit einer Musterung der aufgeschnittenen Bohrkerne unter dem Binokular. Bei den relativ schwachen Vergrößerungen (8 - 30-fach) sind Struktur (Korngrößen, Bindemittel) und Textur (z.B. Feinschichtung) der Sedimente gut zu erkennen. Außerdem kann die Verteilung von Pyritkristallen, Ostracoden- und Molluskenschalen, Insektenlarven, Gyrogoniten (Characeenoogonien-Hüllen), Moossporangien und anderen Pflanzenresten erfaßt werden.

Um einen Eindruck von der Menge der einzelnen Sedimentkomponenten Sand, Schluff, Kalk, Diatomeen und anderer Algenreste, Pollen und Pflanzendetritus innerhalb der Schichten zu gewinnen, wurden zahlreiche Proben des frischen Sediments, nur mit Wasser und Glycerin versetzt, unter dem Mikroskop bei 125 - 500-facher Vergrößerung untersucht.

Zur Messung der Festigkeit, bzw. zur Demonstration der Festigkeitsunterschiede der einzelnen Sedimenttypen, diente ein kleines, kegelförmiges Fallgewicht (Abb. 8), wie es in der Ingenieurgeologie Verwendung findet und dem Verfasser freundlicherweise von der Baugrundabteilung des NLfB zur Verfügung gestellt wurde.

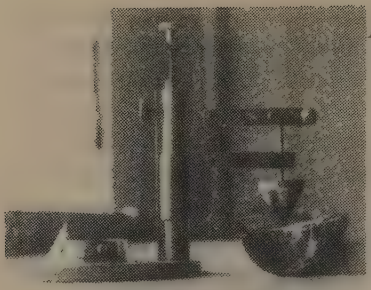


Abb. 8: Fallgewicht zur Prüfung der Festigkeit limnischer Sedimente an Bohrkernen.

(Bei der Messung muß die Kernoberfläche horizontal liegen)

Der polierte Kegel hängt mit der Spitze nach unten an einer mit mm-Meßlinien versehenen Achse. Auf einem Schraubenfeintrieb (Abb.8 links oben) wird die Spitze bis zur Sedimentoberfläche abgesenkt und dann durch Druck auf die Klemmfeder (rechts oben) der Kegel ausgelöst. Die Spitze dringt je nach Gewicht des Kegels (50 od. 100 g) und Festigkeit bzw. Wassergehalt des Sediments unterschiedlich tief ein. Im Gegensatz zu den ebenfalls in der Ingenieurgeologie verwendeten Penetrationsmessern (s.a. ZÜLLIG 1956) erscheint die hier geschilderte Methode objektiver, weil der Kegel nach dem Auslösen nur durch sein eigenes Gewicht in das Sediment eindringt.

Zur Altersbestimmung der Ablagerungen wurden zahlreiche Pollenproben untersucht, deren vorherige Aufbereitung in der üblichen Weise mit HCl, KOH und HF erfolgte. Gezählt wurde bei 500-facher Vergrößerung mit einem binokularen Zeiss-Standard-Mikroskop auf mindestens 200 Gesamtpollen, in postglazialen Proben z.T. auch höher. Die Bestimmung erfolgte nach Vergleichspräparaten und den Abbildungen und Beschreibungen bei ERDTMANN (1954) und OVERBECK (1958).

Zur Charakterisierung der rezenten und älteren Seeablagerungen wurden zahlreiche Korngrößenanalysen durchgeführt, die sich jedoch nur auf den nichtkarbonatischen, mineralischen (incl. Diatomeenreste, daher nicht "minerogenen") Anteil beziehen, um die Ergebnisse mit anderen Sedimentuntersuchungen vergleichen zu können. Für die Analyse war daher folgende Vorbehandlung der Proben nötig:

1. Karbonatzerstörung mit Ameisensäure
2. Waschen auf Membranfiltern (Ø 0,0003 mm)
3. Zerstörung der organischen Substanz mit $H_2O_2$.

Anschließend erfolgte die Bestimmung der gröberen Anteile durch Trockensiebung mit Maschensieben nach DIN 4188 und der Fraktionen unter 0,06 mm nach dem ATTERBERG-Verfahren.

Die chemische Zusammensetzung der Sedimente wurde mit Hilfe von Glühverlustbestimmungen und analytischen Methoden untersucht. Die Glühverlustbestimmungen umfassen 4 Meßwerte, die z.T. als Mittelwerte aus mehreren Einzelmessungen errechnet worden sind:

1. Frischgewicht
2. Trockengewicht nach mindestens 24 h Trocknung bei 105° C
3. Glühverlust bei 500° C (interpretiert als organ. Substanz)
4. Glühverlust bei 1000° C (interpretiert als $CO_2$)

Die übrigen Komponenten wurden wie folgt bestimmt:

| | |
|---|---|
| organ. gebundener Kohlenstoff | mit Kaliumdichromat |
| Kohlendioxid | gasvolumetrisch nach d. SCHEIBLER-Methode |
| Sulfid-Schwefel | titrimetrisch mit Natriumthiosulfat |
| Gesamt-Schwefel | gravimetrisch als Bariumsulfat |
| Gesamt-Stickstoff | volumetrisch |
| Eisen | photometrisch |
| Kalzium | mit dem Atom-Absorptions-Spektrometer |

Eine genauere Beschreibung der einzelnen Methoden findet sich bei STREIF (1970).

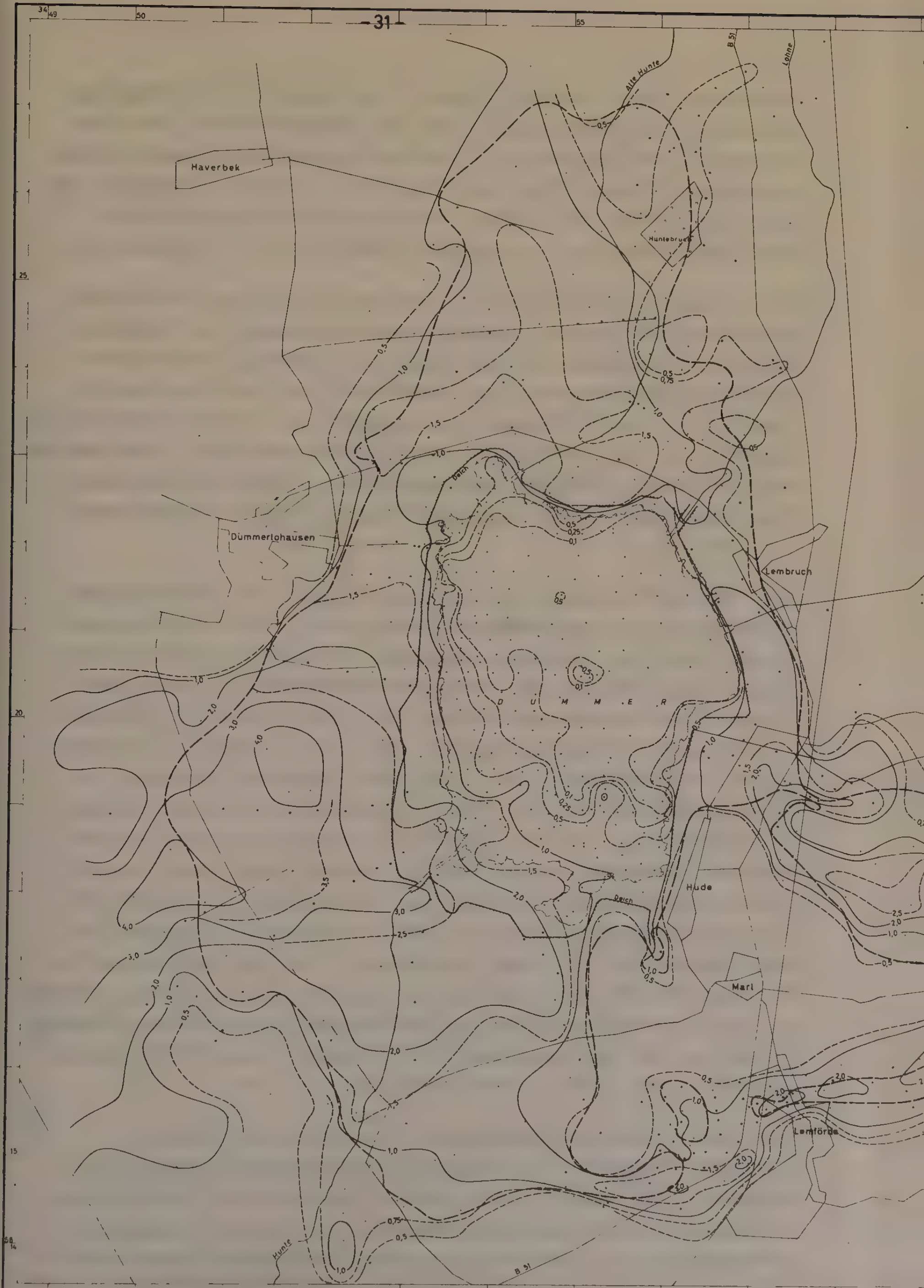
Bis auf die Pollenanalysen wurden sämtliche vorgenannten Arbeiten sowie auch die Wasseranalysen in den Labors der Bundesanstalt und des Nieders. Landesamtes für Bodenforschung in Hannover unter der Leitung der Herren Dr. MATTIAT (Korngrößen- und Glühverlustbestimmungen), Dr. SCHMID (Pollenaufbereitung und Glühverlustbestimmungen), Dr. GUNDLACH und Dr. FASTABEND (analyt. chemische Untersuchungen) und Dr. FAUTH (Wasserchemie) ausgeführt. Den genannten Herren sei für fachliche Ratschläge und Diskussion der Ergebnisse und ihren Mitarbeitern für die sorgfältige Ausführung der Analysen herzlich gedankt.

### 3.1.2. Allgemeine Ergebnisse der Sedimentkartierung

Im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen wurden im Dümmer-Becken etwa 700 Handbohrungen von durchschnittlich 1,5 - 2,0 m (max. 10m) Tiefe niedergebracht. Die Lage der Bohrpunkte und die im Text erwähnten Bohrungsnummern sind aus den Abb. 15-19 ersichtlich.Etwa 4/5 aller Bohrungen entfallen auf das limnische Hauptbecken und die Nebenbecken im Süden der Dümmerniederung.Als limnisches Hauptbecken wird die große, einheitlich von limnischen Sedimenten bedeckte Fläche im Südwesten des Dümmer-Beckens bezeichnet, in deren Mitte der heutige See liegt, während die kleineren, muddeerfüllten Senken nördlich des Stemweder Berges als Nebenbecken angesehen werden können, die nur durch z.T. schmale Rinnen mit dem großen See in Verbindung standen.

In den topographisch besonders unübersichtlichen (und genetisch unklaren), sandigen Gebieten des zentralen und nordöstlichen Dümmer-Beckens wurde nur an wenigen Stellen gebohrt, weil dieses weite Areal bisher (PFAFFENBERG + DIENEMANN, 1964) als Flugsandfläche gedeutet worden war. Bei einigen, nach Durcharbeitung der Luftbilder gezielt angesetzten Bohrungen stellte sich jedoch heraus, daß auch dort in Senken limnische Ablagerungen verbreitet sind, die in ihrem Charakter durchaus denen der übrigen Becken entsprechen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit war es aber nicht mehr möglich, auch diesen Teil der Dümmerniederung mit einem ähnlich dichten Netz von Bohrungen zu überziehen wie den Süd- und Westteil, weil das zu untersuchende Gebiet dann auf 250 $km^2$ angewachsen wäre.

Abb. 9 zeigt die Übersichts-Auswertung der Bohrergebnisse in Form einer Mächtigkeitskarte der jungen Beckenfüllung zunächst ohne stratigraphische oder genetische Differenzierungen. Als "spätweichselzeitliche bis rezente Beckenfüllung" sind Mudden, Torfe (weite Flächen sind abgetorft), limnische Sande und Wechsellagerungen von Mudde oder Torf mit Sand zusammengefaßt. Die größten Mächtigkeiten dieser Ablagerungen finden sich in einem kleinen Vorkommen nördlich des rezenten Sees bei Fenneker (einem alten "Jagd- und


Haverbek
Alte Hunte
B 51
Lohne
Huntebruch
Dümmerlohausen
Lembruch
Deich
D Ü M M E R
Hude
Marl
Lemförde
Hunte

3.

Reitemeier"-Hof) und im Hüder-, Rüschendorfer- und Borringhauser Moor am Südwestrand des Hauptbeckens mit 6 bzw. 4 m. Im ersten Fall beruhen sie auf der großen Mächtigkeit spätweichselzeitlicher Tone und Schluffe, im zweiten darauf, daß über den limnischen Sedimenten noch Niedermoor und nicht abgetorftes Hochmoor in größerer Mächtigkeit vorhanden sind.

Die geringsten Mächtigkeiten der jungen Füllung sind durch die weißen Flächen im rezenten See angezeigt. Sie beruhen auf Erosion der älteren Ablagerungen bei niedrigen Seewasserspiegelständen während des Subboreals und z.T. auch heute (Kap. 3.2.). Dort finden sich weniger als 10 Zentimeter Sandmudde am Seeboden über dem pleistozänen Basissand. Die übrigen weißen Flächen umfassen Grundmoränen-, Flugsand- und Endmoränenvorkommen, sowie Anmoorbildungen an den Beckenrändern (s. Abb. 4).

Die Mächtigkeitskarte zeigt jedoch wegen unterschiedlicher Oberflächenhöhe der einzelnen Bohrpunkte nicht die tatsächliche Form des limnischen Beckens. Daher wurde an Hand der o.g. Nivellierpläne der Wasserwirtschaftsämter, sowie der eigenen Bohrungen und derjenigen von PFAFFENBERG + DIENEMANN (1964) eine "Beckenbasiskarte" entworfen (Abb. 10). In Form eines Isolinienplanes ist darin die Basis der Seewanne in ihrer Höhenlage über dem Meeresspiegel dargestellt. Daraus wird erkennbar, daß das Seebecken im Süden und Westen, am Fuß des Stemweder Berges und der Dammer Berge eine relativ gerade Uferlinie hat, während es im Südwesten zwischen die Grundmoränenkuppen vorgreift und im Südosten einige sogar ganz umschließt (Burlage, Marl-Hüde). Zu den Sandflächen im Osten und Norden ist dagegen keine Grenze definierbar, sondern einige Senken sind durch tieferliegende Fließrinnen untereinander und mit dem Hauptbecken verbunden. Diese Verhältnisse waren auf der Karte jedoch nicht darstellbar.

Das Beckentiefste (ausgenommen das kleine Vorkommen bei Fenneker) liegt als größere zusammenhängende ovale Fläche zwischen 33,5 und 35,0 üb. NN im Südwesten des Hauptbeckens im Bereich des heutigen Huntedeltas, und seine Längsachse erstreckt sich ebenso wie diejenige der südöstlichen Neben-

Haverbek
Alte Hunte
Lohne
B 51
Huntebruch
Dümmerlohausen
Lembruch
D Ü M M E R
Burlage
Osterdammer Moor
Hüde
Marl
Haßlinge
Lemförde
Hunte

3.

becken Gr. Fladder und Oppendorfer Fledder in WNW-ESE-Richtung. Betrachtet man jedoch die Umrisse des größeren, etwa von der 36,0 m-Linie umgrenzten und überwiegend mit postglazialen Sedimenten erfüllten Beckens, so zeigt sich eine etwa N-S gerichtete Längsachse (s. Kap. 4.1.).

Wahrscheinlich liegt das heutige Huntedelta nicht zufällig etwa im Zentrum des tieferen Teils des Hauptbeckens. Wegen der größeren Mächtigkeiten wird hier die Sackung der limnischen Sedimente etwas höher sein als in den flacheren äußeren Zonen und daher den Flußlauf in diese Richtung lenken.

Auf der Karte ist weiterhin zu erkennen, daß innerhalb des Hauptbeckens und möglicherweise auch in den südöstl. Nebenbecken kleinere, 2 - 4 m tief in die Basissandoberfläche eingesenkte, mit limnischen Sedimenten erfüllte Vertiefungen vorkommen. Sie spielen für die im Kap. 4.1. zu erläuternde Genese des Sees eine entscheidende Rolle. Sicherlich existieren noch weitere Senken dieser Art, die wegen ihrer geringen Größe nur durch Zufall beim Bohren getroffen worden sind.

Südlich von Kemphausen deuten sich im Verlauf der Isohypsen zwei kleine Bachtäler an, von denen das nördliche an den bei Rüschendorf von den Dammer Bergen herabkommenden Wasserlauf anschließt.

Die breitere, von Süden (Schwege) kommende Senke, auf die (nach Luftbilduntersuchungen) einige, vielleicht als ältestes Huntedelta zu deutende Flußmäander zustreben, ist möglicherweise nur vorgetäuscht. Der östlich davon liegende Sandrücken, in dem sich bedeutend größere Flußschlingen finden, ist vielleicht erst von diesem Fluß (jüngerer fossiler Huntelauf) gleichzeitig mit dem Torfwachstum in der Umgebung aufgeschüttet worden, und die alte Geländeoberfläche könnte im gleichen Niveau unter den fluviatilen Sanden hindurchlaufen.

Die Genese dieser ehemaligen Wasserläufe konnte leider im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht mehr eingehend untersucht werden. Eine Bestimmung ihres Alters, sowie der Höhenlage

der Ufer und der Tiefe des Flußbettes könnten wahrscheinlich zur Klärung der Geschichte des gesamten Beckens beitragen.

Insgesamt erbrachten bereits die ersten Bohrungen in den verlandeten Gebieten, besonders aber die nach den Auswertungen mit Hilfe der Nivellierpläne und den Luftbilduntersuchungen niedergebrachten zahlreichen Zusatzbohrungen, eine sehr viel größere Verbreitung limnischer Sedimente als bisher bekannt war. Daneben ergaben sich oft größere Mächtigkeiten durch eine vollständigere Erfassung der limnischen Ablagerungen infolge der Anwendung einer anderen Bohrtechnik (Marschenlöffel), und es wurden markante fossile Uferstrukturen mit den entsprechenden litoralen Faziswechseln sowie zahlreiche weitere Details festgestellt, auf die in den Kap. 3.1. (Stratigraphie) und 4.2. (Entwicklungsgeschichte) näher eingegangen wird.

### 3.1.3. Die Sedimenteinheiten (Stratigraphie)

Bei der Auswertung der Bohr-Ergebnisse zeigten sich bestimmte Ähnlichkeiten der angetroffenen Ablagerungen in Bezug auf Farbe, Konsistenz, Kalk- und Sandgehalt und andere Merkmale, die es nahelegen, diese Sedimente als Einheiten zu betrachten, obwohl nicht sicher ist, daß sie auch wirklich zeitgleich sind. Da sich aber in vielen Fällen durch Pollenanalysen doch eine Korrelierbarkeit gleichartiger Sedimente vor allem aus dem uferferneren, pelagischen Bereich herausstellte, werden sie als lithostratigraphische Einheiten beschrieben und dargestellt. Auf Unsicherheiten in der Altersstellung oder Änderungen der Fazies wird an den betreffenden Stellen hingewiesen.

#### Geschiebelehm

Das älteste unmittelbar im Seebereich aufgeschlossene Sediment ist ein zäher, hellgraugrüner (verwittert brauner), kalkfreier, stark sandiger Lehm. Er führt reichlich nordische Kristallin-Geschiebe, darunter Blöcke bis Kubikmetergröße (Kemphauser Moor) und daneben viel graue und gelbe

Flintgeschiebe der Kreide des Ostseegebietes. Es handelt sich um Grundmoränenbildungen des Haupt-Drenthe-Vorstoßes, also der HAMELNER PHASE (LÜTTIG 1958) der Saale-(Riss-)Eiszeit.

In der Umrandung des Dümmers wurden bei der jetzigen Kartierung neben dem größeren Komplex Haßlinge-Sandbrink-Hagewede-Sette auf der Ost- und Westseite des Sees noch zahlreiche kleinere Grundmoränenkuppen festgestellt (s.Abb. 4). Sie sind z.T. von Flugsand (Mecklingen, Burlage) und z.T. von Torf bedeckt (Kemphauser Moor). Stellenweise liegen auch nur wenige Dezimeter tonarmen Verwitterungsrückstandes ("Geschiebedecksand") auf dem ursprünglichen Sediment. Zwei Korngrößenanalysen von der West- bzw. Ostseite des limnischen Beckens ergaben folgende Werte:

oben Bhrg. 309a (W), unten Sandgrube Mecklingen (E), (Entfernung 10 km)

| unt. 0,02 | 0,02 / 0,063 | 0,063/ 0,125 | 0,125/ 0,20 | 0,2 / 0,315 | 0,315/ 0,63 | 0,63/ 1,0 | 1,0 / 2,0 | 2,0/ 6,3 | üb. 6,3 mm | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 21,1 | 7,5 | 15,0 | 18,5 | 15,4 | 13,1 | 3,0 | 1,9 | 1,5 | - | % |
| 19,3 | 5,6 | 16,9 | 20,6 | 15,2 | 14,6 | 3,3 | 2,0 | 2,5 | 3,0 | % |

| Mittelwerte | Ton u. Schluff | Sand | Kies | |
|---|---|---|---|---|
| | 26,5 | 69,6 | 3,5 | % |

In beiden Fällen kommen Geschiebe bis über Kopfgröße hinzu. Die Korngrößenfraktionen beider Proben zeigen eine gute Übereinstimmung und eine breite Streuung der Korngrößenanteile vom Ton bis zum Kies, wie sie für Geschiebelehm typisch ist.

Über die Mächtigkeit des Geschiebelehms sind keine genauen Angaben möglich. Peilstangenbohrungen zeigten in einigen Metern Tiefe z.T. Wechsellagerungen mit braunem Mittelsand. Nach Angaben einer Bohrfirma, die dort zahlreiche Wasserbohrungen niedergebracht hat, kann sie 10 m übersteigen. DIENEMANN (1961) gibt für eine Bohrung im Schwegermoor (Torfwerk Hakumag) 6 m und für eine Bohrung bei Bohmte 5 m an.

Basissand

Bei den meisten Bohrungen im See sowie in den verlandeten Gebieten wurde unter den Mudden und Seesanden ein beige bis hellgrauer kalkiger Feinsand angetroffen. Nach Korngrößenanalysen (s. Kap. 3.1.4.) handelt es sich einheitlich um einen schwach schluffigen, mittelsandigen Feinsand mit sehr schwachem Grobsand- und Feinkiesgehalt. Die oberen Dezimeter sind oft mehr hellgrau und grobsand- und feinkiesreich, die tieferen Zonen mehr beige und feinkörniger. Die Graufärbung wird, wie mikroskopische Untersuchungen zeigten, durch fein verteilten Pyrit hervorgerufen. Wo der Sand von spät- oder postglazialen Kalkmudden überlagert wird, ist er bis oben hin kalkig, unter kalkfreien limnischen Ablagerungen sowie unter Torf und Flugsand kann er mehrere Meter tief entkalkt sein.

Besonders im Ostteil des limnischen Hauptbeckens treten in den oberen Metern häufiger grobsand- und feinkiesreiche Lagen auf. Darunter schalten sich auch schmierige, tonige Kalkschlufflagen ein. Im Westteil dagegen setzt die Kalkschluff-Wechselfolge schon höher ein und ist stellenweise nur durch einige Dezimeter kalkigen Sand von den Mudden des rezenten Sees getrennt.

Der Sand besteht größtenteils aus klar durchsichtigen Quarzkörnern, milchweiße und rosa Quarze fallen kaum ins Gewicht. Glaukonit ist im Gegensatz zu anderen dunklen Mineralien nicht selten.

Der Karbonatgehalt der Sande bleibt meistens unter 2 %, während die Schlufflagen bis über 7 % aufweisen. Der Kalk tritt als Bindemittel zwischen den Sand- und Schluffkörnern auf. Nördlich des Stemweder Berges enthält der Basissand überall Gerölle der glaukonitreichen Oberkreidemergel, die auf dem Berg anstehen. Sie sind fast immer entkalkt und sehr mürbe und porös, aber durch ihren Glaukonitreichtum leicht zu erkennen. Weiter nach Norden nimmt der Anteil der Kreide in der Geröllführung besonders der kiesreichen obersten Zone des Basissandes schnell ab, zugunsten von Flint und Nordischem Kristallin aus den Grundmoränen sowie südlichem Material aus

den Dammer Bergen und dem Einzugsgebiet der Hunte.

Das Verbreitungsgebiet ließ sich im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen noch nicht abgrenzen. Der Sand konnte in relativ einheitlicher Ausbildung vom südlichen Ochsenmoor im Süden bis zum Huntebruch im Norden (12 km) und vom Hüder Moor im Westen bis zum Oppendorfer Fledder im Osten (14 km) verfolgt werden. Auch eine Bohrung im Diepholzer Bruch östlich von Lembruch traf unter allerödzeitlichen Mudden noch den gleichen Sandtyp an. Wieweit er unter den Flugsandflächen zwischen Lembruch und Wagenfeld verbreitet ist, müßte im Hinblick auf die Genese des gesamten Dümmer-Beckens noch geklärt werden. Über die Mächtigkeit lassen sich ebenfalls keine sicheren Angaben machen. Sie beträgt am Nordufer des heutigen Sees nach PFAFFENBERG & DIENEMANN (1964) mehr als 12 m und nach eigenen Bohrungen im Ochsenmoor sowie am West- und Ostufer mehr als 6 m.

Das Alter der Basissandfolge ergibt sich aus Bohrung 230 S im Hauptbecken, westlich der Huntemündung. Dort setzt die limnische Sedimentation mit der Bildung diatomeenreicher Kalkschluffe bereits in der Ältesten Tundrenzeit (Ia nach FIRBAS) ein. Der darunter folgende Basissand muß also schon im Weichsel-Hochglazial abgelagert worden sein. Wann diese Sedimentfazies in der Weichseleiszeit eingesetzt hat, ist ohne tiefere Kernbohrungen nicht festzustellen.

Über die Bildungsbedingungen ist bisher noch wenig bekannt. Nach den Korngrößenanalysen (s. Kap. 3.1.4.2.) entspricht die Sortierung, verglichen mit Werten bei KÖSTER (1964), derjenigen von Ablagerungen unregulierter Flüsse. Es ist anzunehmen, daß das Material z.T. durch die Hunte herantransportiert und z.T. durch Aufarbeitung der Grundmoränen sowie Abschwemmung von den Endmoränen entstanden ist. Das Auftreten mesozoischer Foraminiferen in den Tonzwischenlagen sowie von nordischen und einheimischen Geröllen an der Oberfläche des Basissandes nördlich des rezenten Sees (Bhrg. 503) stützen diese These.

Da nach den Untersuchungen von ZAGWIJN + PAEPE (1968) der Polarwüstengürtel (im oberen Pleniglazial) zeitweilig bis in die Niederlande gereicht hat und Flugdecksande dort weit verbreitet sind, werden auch im Dümmer-Becken, das nur etwa

200 km vom Eisrand entfernt lag, äolische Umlagerungen eine Rolle gespielt haben. Aus der Wechsellagerung mit Kalkschluffen und -tonen kann weiterhin geschlossen werden, daß wiederholt auch limnische Sedimentationsbedingungen geherrscht haben. Insgesamt könnte man die Basissandwechselfolge daher als periglaziäres, überwiegend fluviatiles Sediment, mit limnischen und vermutlich auch äolischen Komponenten bezeichnen (s. Kap.4).

Flugsande:

Flugsande sind im Dümmer-Becken und seiner Umrandung sehr verbreitet. Bei den Bohrungen war aber eine Unterscheidung einerseits von den vorgenannten Basissanden und andererseits von limnischen Sanden (Litoral- und Sublitoralbildungen) oft unsicher, weil die Korngrößenverteilung in diesen Sedimenten ähnlich sein kann. Zusätzliche Schwierigkeiten der Abgrenzung ergeben sich durch den Farbwechsel oberhalb und unterhalb des Grundwasserspiegels sowie durch das Auftreten von Ausfällungen oder Anreicherung feineren Materials im jeweiligen Niveau des (schwankenden) Grundwasserspiegels, wodurch ein echter Faziswechsel oder eine primäre Schichtung vorgetäuscht werden kann. Unter diesen Vorbehalten wurden bei den Bohrungen als Flugsande eingestuft: meist hell beigefarbene Feinsande mit z.T. beträchtlichem Mittelsandgehalt, oft bis 1 m tief entschichtet, kalkfrei, mit meistens wenig Grobsand- und sehr selten etwas Feinkiesanteilen. Nur die Aufschlüsse "auf dem Bröken" und Berglage östlich Lembruch zeigten auch gröberen Sand lagenweise angereichert. In zahlreichen Aufschlüssen war eine Podsolierung zu erkennen, wie etwa auf Abb. 11a, links oben. Die dunklen Linien sind dunkelbraune, wenige mm starke Ortsandlagen, die nicht immer schichtparallel verlaufen. Am Nordhang des Stemweder Berges (u.a. im eben genannten Aufschluß) treten in dieser Schichtfolge auf Schichtflächen Kreidegerölle auf, die aber sehr mürbe und leicht (entkalkt) sind und verweht worden sein können. An einigen Stellen kommen aber auch Flint- und nord. Kristallingerölle vor, die durch Wasser transportiert sein müssen.

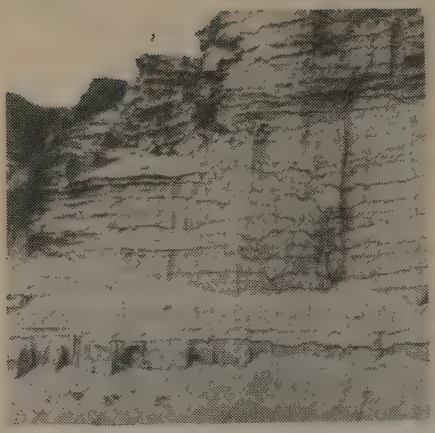


Abb. 11 a: Flugsand mit dkl.braunen Ortsandlagen östl. Brockumer Friedhof (Ostwand, Höhe ca. 1 m)

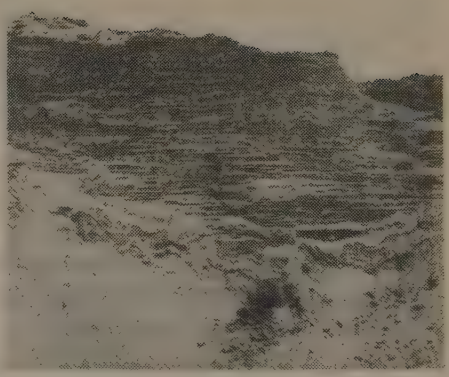


Abb. 11 b: Flugsand (z.T. niveofluviatil?), wie a, mit Kreide- und Nordischen Geröllen auf einzelnen Schichtflächen (Südwand, Höhe ca. 3m)

Das Verbreitungsgebiet ist wegen der oben geschilderten Unsicherheiten der Ansprache nur schwer abzugrenzen. Flugsande kommen z.B. auf dem Kellenberg nördlich der Lehing'schen Sandgruben vor und bedecken den gesamten Nordhang des Stemweder Berges. Im Beckeninneren sind sie vor allem an den Ostseiten der Grundmoränenkuppen (Marl-Sandbrink-Hagewede, Sette) anzutreffen, können diese aber auch ganz überdecken (Burlage, Mecklingen, Evershorst, Ohsmunds-Wiesen). Vor allem aber sind die weiten Flächen zwischen Lembruch und Wagenfeld von zahlreichen Flugsandbuckeln übersät.

Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 1 und 4 m und steigen nur in den höheren Dünen im Brockumer Gebiet (Abb. 12) auf über 8 m an.

Abb. 12: ca. 8 m hohe Binnendüne "auf dem Bröken" östlich von Brockum, links die flache (westl.) Luvseite.

Das Alter der Flugsande ist wahrscheinlich unterschiedlich. Ihre Ablagerung kann bereits mit der Bildung der von VIERHUFF (1967) untersuchten Sandlößvorkommen am Osthang der Dammer Berge und des Stemweder Berges im oberen Teil des Weichselhochglazials zusammenfallen, aber auch in den trockeneren Phasen der Tundrenzeiten des Spätglazials können noch - wie z.B. in Holland - auf weiten Gebieten Flugdecksande abgelagert worden sein. Darüber hinaus kann in den Gebieten östlich von Lembruch das Absinken des Seewasserspiegels in der postglazialen Wärmezeit ein Trockenfallen weiter, vorher unter flacher Wasserbedeckung gewesener Gebiete bewirkt und dadurch auch in dieser Zeit noch stärkere Sandverwehungen ausgelöst haben. WILL (1970) erwähnt weiterhin die Möglichkeit, daß durch Rodung und Ackerbau noch in historischer Zeit Sandverwehungen insbesondere am Nordhang des Stemweder Berges hervorgerufen worden sein können. Das Alter der verschiedenen Flugsandvorkommen müßte im Anschluß an die Arbeiten von VIERHUFF (1967) und WILL (1970) mit weiteren Untersuchungen im Gebiet des Dümmer-Beckens geklärt werden.

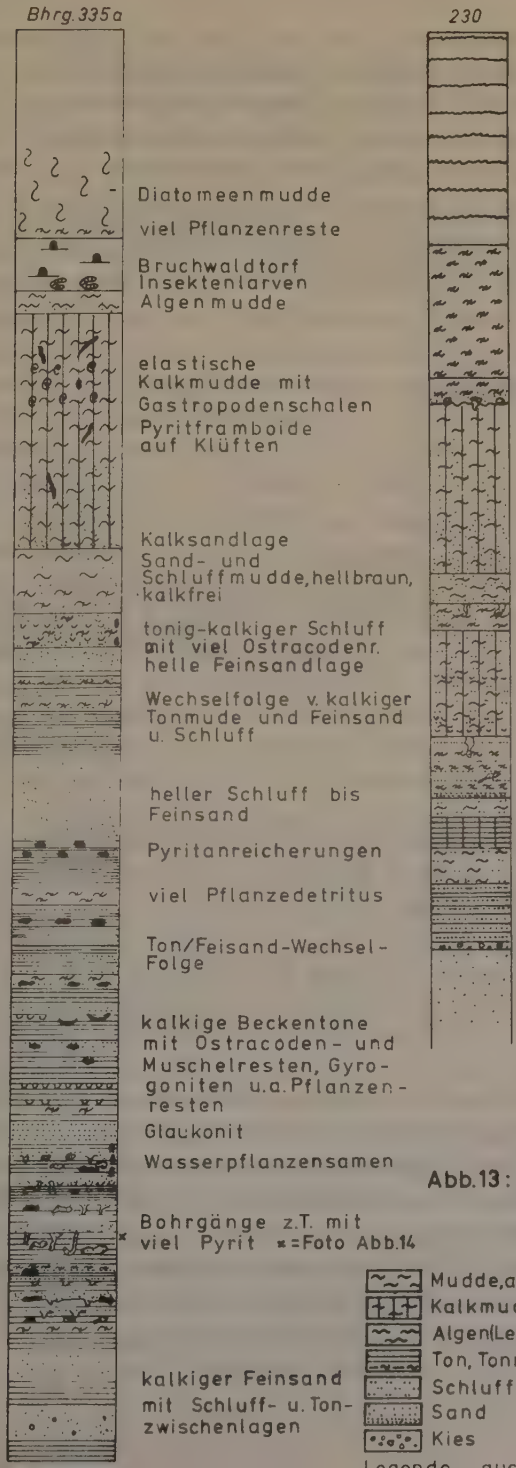
Hellgraue kalkige Tone und Schluffe

Die im folgenden behandelten limnischen Sedimente werden nach einem Schema beschrieben, das sich aus dem Ablauf der Untersuchungen ergibt:

1. makroskopische Beschreibung,
2. mikroskopische Beschreibung,
3. Verbreitung,
4. Mächtigkeiten,
5. Alter und
6. Entstehungsbedingungen.

An zahlreichen Stellen im Dümmer-Becken treten an der Basis der limnischen Abfolge hellgraue, blaugraue oder dunkelgraue Tone und Schluffe auf. Sie führen häufig Grobschluff bis Feinsandzwischenlagen oder lassen direkt eine rhythmische Wechsellagerung von Ton mit Schluff und Feinsand erkennen. Der Kalkgehalt der feineren Lagen liegt zwischen 15 und 25 % und nimmt nach oben zu. Die dunkelgrauen Partien entwickeln bei HCl-Zugabe $H_2S$-Geruch und werden beim Trocknen hellgrau. Der gleiche Farbwechsel ist oft auch um Löcher (Wurzeln, Bohrgänge) im frischen Sediment zu beobachten, indem sich helle "Höfe" um die Hohlräume bilden. Im folgenden wird das Profil der Bohrung 335a L nördlich des rezenten Sees (b. "Fenneker") beschrieben, weil die Serie hier in größerer Mächtigkeit (fast 3 m) angetroffen und an Hand einer Kernbohrung untersucht wurde (Abb. 13).

An der Basis erscheinen zunächst einige tonig-kalkige Schluffzwischenlagen im "Basissand" und bei etwa 5 m Tiefe setzt dann eine rhythmische Sedimentation von Ton, Schluff und Feinsand ein. Charakteristisch für diese Wechsellagerung sind zahlreiche Bohrgänge, die von der Oberfläche der Tonlagen bis einige Zentimeter nach unten im Sediment ziehen. Sie sind mit Schluff und Feinsand der hangenden, gröberen Lage erfüllt und zeigen besonders an den Wänden eine Anreicherung von Pyritkristallen, die häufig zu kleinen kugeligen Aggregaten vereint sind und wahrscheinlich wegen ihrer an Himbeeren erinnernden Form auch als Pyrit-"framboide" (FÜCHTBAUER + MÜLLER, 1970) bezeichnet werden. Dadurch erhalten die Gänge eine graue bis schwarzgraue




Legende auch für die Abb. 21, 22, 25, 26

**Abb. 13: Lithostratigraphische Profile der limnischen Abfolge im DÜMMER-BECKEN**

Farbe, wie auch der untere Teil des Grabganges auf Abb. 14 erkennen läßt. Feiner Pflanzendetritus (meistens gelblich, seltener braun) ist lagenweise etwas angereichert, allgemein aber noch selten. Die dunkelbraunen, spiralig gedrehten Hüllen von Characeenoogonien (Gyrogonite) sind dagegen häufig zu beobachten und bei etwa 4,3 m auch Anreicherungen von Ostracodenschalen und Wasserpflanzensamen.

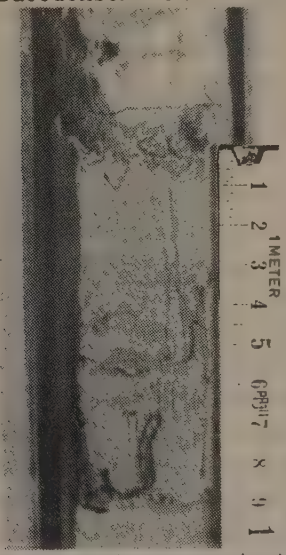



Abb. 14:
Grabgang im unteren Teil der Beckentone bei Bhrg. 335a L, Tiefe der eingerissenen Sandlage 4,5 m. Dunkle Färbung im unteren Teil durch Pyritanreicherung.

Alle genannten organischen Reste treten auch schon in den tiefsten feineren Lagen auf, aber dort nur in sehr geringer Menge. In den Sand-Schluff-Lagen fällt lediglich der Glaukonit als nicht seltenes dunkles Mineral auf. Diese durch zahlreiche Grabgänge charakterisierte Wechselfolge schließt bei etwa 4,2 m mit einer sandreichen Partie ab. Darüber folgt ein im frischen Anschnitt (des Bohrkerns) tiefdunkelgrauer Schluff bis Ton mit Pflanzenresten und bei 4,0 m mit zahlreichen Ostracodenresten. Sandreiche Lagen sind seltener als unten und die senkrechten Grabgänge fehlen weitgehend, lediglich pyritreiche dunkle Sandlinsen kommen vor. Die Pyritkristalle können als feiner Überzug auf den Quarzkörnern oder direkt als Bindemittel in den Sand-Schlufflagen auftreten. Bei etwa 3,7 m kommen neben Ostracoden- auch Molluskenschalen in einer besonders dunkelgrauen Zone vor. Pflanzenreste sind häufig an der Basis der tonigen Lagen angereichert. Eine etwa 0,3 m mächtige helle Feinsandlage, die nach oben in Schluff übergeht, trennt die

untere Serie von der nächsten feinen Wechsellagerung von Ton- und Sand-Schluff-Bändern. In dieser obersten Folge sind die Tonlagen mehr hellgraubraun gefärbt und weisen höhere Kalkgehalte auf als weiter unten (bis üb. 35 %). Gyrogonite sind auch hier noch häufigstes Fossil.

Die mikroskopische Durchsicht der Sedimentproben bei 500-facher Vergrößerung ergab, daß Diatomeenreste in den Tonlagen teilweise sehr reichlich vorkommen. Im unteren Teil der Tonwechselfolgen herrschen kleinere Formen, u.a. Fragilaria brevistriata GRUN. und Fragilaria pinnata EHR. Auch Epithemia kommt z.T. häufiger vor. Weiter oben kommt (neben weiteren) auch Fragilaria construens var. venter (EHR.) GRUN. in großen Individuenzahlen vor, vor allem aber auch große Formen wie Pinnularia. Die in jüngeren Ablagerungen z.T. so häufigen Chlorophyceen (Pediastrum, Tetraëdron, Scenedesmus) sind noch sehr selten oder fehlen ganz. Lediglich Pediastren werden - ebenso wie Cladocerenreste - in der obersten Wechselfolge (ca. 2,6 m Tiefe) bereits etwas häufiger: ca. 5 Ped. Kolonien auf 1 Gesamtpollen. In vergleichbaren Größenordnungen scheinen die Pediastrenmengen in einigen Seen der Brooks-Range im rezenten Periglazialgebiet Nordalaskas zu liegen. LIVINGSTONE et al. (1958) berichten, daß die Anzahl der Kolonien in den Sedimentkernen der tieferen Seen allgemein sehr gering ist, aber nach oben langsam zunimmt. Die Kerne aus flacheren Seen enthielten mehr Pediastren, worauf später noch eingegangen wird. MENKE (1968) beobachtete eine Zunahme der ebenfalls zunächst sehr seltenen Pediastren in einem Spätglazialprofil bei Glüsing in Westholstein und nimmt den Anstieg als zusätzliches Merkmal zur Grenzziehung Hochglazial/Spätglazial. Eine direkte klimatische Abhängigkeit erscheint jedoch zweifelhaft (s. Kap. 4.2.1.).

Ebenfalls in der obersten Wechselfolge fanden sich hin und wieder Foraminiferenschalen. Sie müssen aus den mesozoischen Sedimenten des südlichen Einzugsgebietes oder aus aufgearbeitetem Moränenmaterial stammen und befinden sich daher auf sekundärer bzw. tertiärer Lagerstätte. GROSCHOPF (1936) berichtet über ähnliche kalkige Tone mit Foraminiferenresten in der limnischen Abfolge des Plöner Sees.

Das Verbreitungsgebiet dieser Ablagerungen ist bisher noch nicht näher abgrenzbar. Die tonigen Kalkschluffe an anderen Stellen im Dümmer-Becken (Bhrg. 290b2, 550a5, 84), die unter 1 - 3 m Sand etwa in der gleichen Meereshöhe liegen, könnten zeitgleich mit dieser Serie und nur durch die mächtigere Sandbedeckung mit den angewandten Bohrmethoden nicht überall nachgewiesen worden sein. Es ist daher möglich, daß die Beckentone zusammenhängend oder als einzelne kleinere Vorkommen auf weit größeren Flächen verbreitet sind als bisher bekannt ist. In Abb.16 sind nur die Vorkommen angegeben, in denen die tonige Serie an die jüngere limnische Abfolge anschließt.

Auch in den südöstlichen Nebenbecken kommen teils kalkfreie, teils kalkige präallerödzeitliche tonige Schluffe unter den Braunmoostorfen bzw. an der Basis der limnischen Abfolge vor. Sie sind dort aber nur im palynologisch untersuchten Profil gegen die Allerödmudden abgrenzbar und deshalb mit diesen zusammengefaßt dargestellt.

Die Mächtigkeiten dieser Sedimente schwanken zwischen 0,2 und fast 3 m. Die Unterschiede beruhen wahrscheinlich teilweise darauf, daß keine scharfe Untergrenze existiert, sondern daß die Wechselfolge durch Einschaltung unterschiedlich mächtiger Tonlagen allmählich aus dem Basissand hervorgeht. LIVINGSTONE et al. (1958) berichten von ähnlichen Sedimentationsverhältnissen und Schwierigkeiten bei der Abgrenzung einzelner limnischer Sedimentationszyklen im Nordalaskischen Seendistrikt bei Pt. Barrow (s.a. Kap. 4.1.).

Das Alter dieser Beckensedimente ist bisher nur als Prä-Alleröd festzulegen. Wie weit ihre Ablagerungszeit noch ins Weichselspät- oder -hochglazial zurückreicht, muß noch durch Pollenanalysen geklärt werden.

Über die Entstehungsbedingungen ist zu sagen, daß es sich um kaltzeitliche limnische Sedimente handelt, die man als periglaziäre Becken- oder Bändertone bezeichnen kann. Ob es sich bei der Wechsellagerung um Jahresschichten handelt, konnte im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht näher untersucht werden. Da die Mächtigkeiten einzelner Jahres-Warwen 1 mm bis mehrere Zentimeter betragen können, wie auch SCHUMANN (1969) bei seinen Untersuchungen an Beckentonen des

ehemaligen Rosenheimer Sees in Oberbayern feststellte, erscheint eine Interpretation in dieser Richtung nicht ausgeschlossen. Zur Klärung könnten Untersuchungen nach der von MERKT (1971) entwickelten Dünnschliffmethode an Bohrkernen durchgeführt werden.

Im unteren Teil des Profils weisen die Grabgänge darauf hin, daß die Sedimentation häufiger für einige Zeit unterbrochen gewesen sein kann. Diese Deutung ergibt sich aus der Tatsache, daß auch im heutigen Dümmer auf einer Erosionsfläche sehr ähnliche Bohrgänge zu beobachten sind. Vor dem Nordufer liegt auf einer größeren Fläche (Abb. 18) boreale Kalkmudde frei von jüngerer Sedimentbedeckung in ca. 1,20 m Wassertiefe am Boden des Sees und wird vom rezenten See erodiert. Ihre Oberfläche ist von zahlreichen Grabgängen durchsetzt. Wie lange diese Fläche bereits vorhanden ist, kann ohne eingehendere Untersuchungen nicht angegeben werden.

Im Oberen Teil der Beckentonwechselfolge scheint die Sedimentation gleichmäßiger und ruhiger gewesen zu sein, worauf der höhere Tonanteil hinweist. Mit der Feinsandlage bei 3,0 m Tiefe setzt dann ein neuer Sedimentationszyklus mit Bildungen flacheren Wassers ein, der nach oben wieder in eine Wechselfolge von kalkigem Ton mit Schluff und Feinsand, als Ausdruck eines erneut ruhigeren Ablagerungsmilieus, übergeht.

Ähnlich gebänderte, z.T. diatomeenreiche kalkige Tone und Schluffe kommen an der Basis der limnischen Abfolge in zahlreichen Seen der ehemaligen Glazial- und Periglazialgebiete vor, u.a. im Steinhuder Meer in Nordwestdeutschland (GRAHLE 1965, MÜLLER 1969), im Mikolajki See in NE-Polen (WIECKOWSKI 1969, MARCINIAK 1969) und im Englischen Seen-Distrikt (MACAN 1970).

"Alte" Braunmoos- und Seggentorfe

An zahlreichen Stellen im südlichen Teil des Dümmer-Beckens bilden Braunmoos- und Seggentorfe die Basis der jungpleistozänen Beckenfüllung. Es handelt sich um rötlich braunen, meistens schwach zersetzten Torf, der aus Braunmoos-, Seggen-, Flechte- und Wurzelresten besteht und häufig Samen von Menyanthes trifoliata L. (Fieberklee) führt. Er zeigt oft dunkelgraue, ton-

schmitzenähnliche Flecken und geht unten z.T. in eine Wechsellagerung mit Sand oder tonigem, kalkfreiem Schluff über. Häufig bildet auch eine etwa 5 cm mächtige, kalkfreie, tonige Schlufflage die Grenze zum Basissand. Die Hangendgrenze ist ebenfalls nicht scharf, weil der Torf bei Beginn der limnischen Sedimentation teilweise aufgearbeitet worden ist. Manchmal ist ohne mikroskopische Analyse kaum zu entscheiden, ob es sich um stärker zersetzten autochthonen Torf oder um limnisch umgelagerten Torf (Torfmudde) handelt.

Die Verbreitung der Torfe ist bedeutend größer als PFAFFENBERG + DIENEMANN (1964) angenommen hatten. Das größte zusammenhängende Vorkommen liegt in den südöstlichen Nebenbecken, die z.T. flächenhaft mit einer bis 0,3 m mächtigen Braunmooslage ausgekleidet sind. Aber auch am Westrand der Grundmoränenkuppe Hüde-Marl-Haßlinge sind noch Braunmoosvorkommen erhalten, hier meistens von limnischen Sanden bedeckt. Es ist nicht sicher, ob die Seggentorfe im Verlauf des alten Süd- und Südwestufers ( Abb. 15 ) gleichzeitig mit den östlichen Vorkommen entstanden sind, obwohl nach ihrer stratigraphischen Position eine Parallelisierung möglich erscheint. Die nördlichsten Vorkommen liegen zwischen Burlage und Lembruch ebenfalls unter limnischem Sand, sowie am Rand der "Großen Kuhle" inmitten des rezenten Sees. Es hat danach den Anschein, daß zumindest der gesamte Südteil der Seewanne von Torf bedeckt war, der jedoch nur an geschützten Stellen erhalten blieb, wo er beim Anstieg des Seewasserspiegels nicht der Erosion zum Opfer gefallen ist. Wieweit die übrigen Flächen des Dümmer-Beckens ebenfalls mit Tundrenvegetation (z.T. Torf) bedeckt waren, die durch limnische oder äolische Erosion bzw. durch Ackerbau vernichtet worden ist, war im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen nicht festzustellen.

Die Mächtigkeiten erreichen in den erhaltenen Vorkommen der südöstlichen Nebenbecken 3 Dezimeter und im Südwesten 5 Dezimeter.

Die Bildungszeit dieser Torfe kann einen langen Zeitraum umfassen. PFAFFENBERG (1964) hatte nach seinen Pollenanalysen an Proben aus dem Gr. Fladder jüngere Tundrenzeit angegeben. Nach den im Verlauf der vorliegenden Arbeit durchgeführten Pollenuntersuchungen ergibt sich jedoch, daß die Braunmoostorfbildung

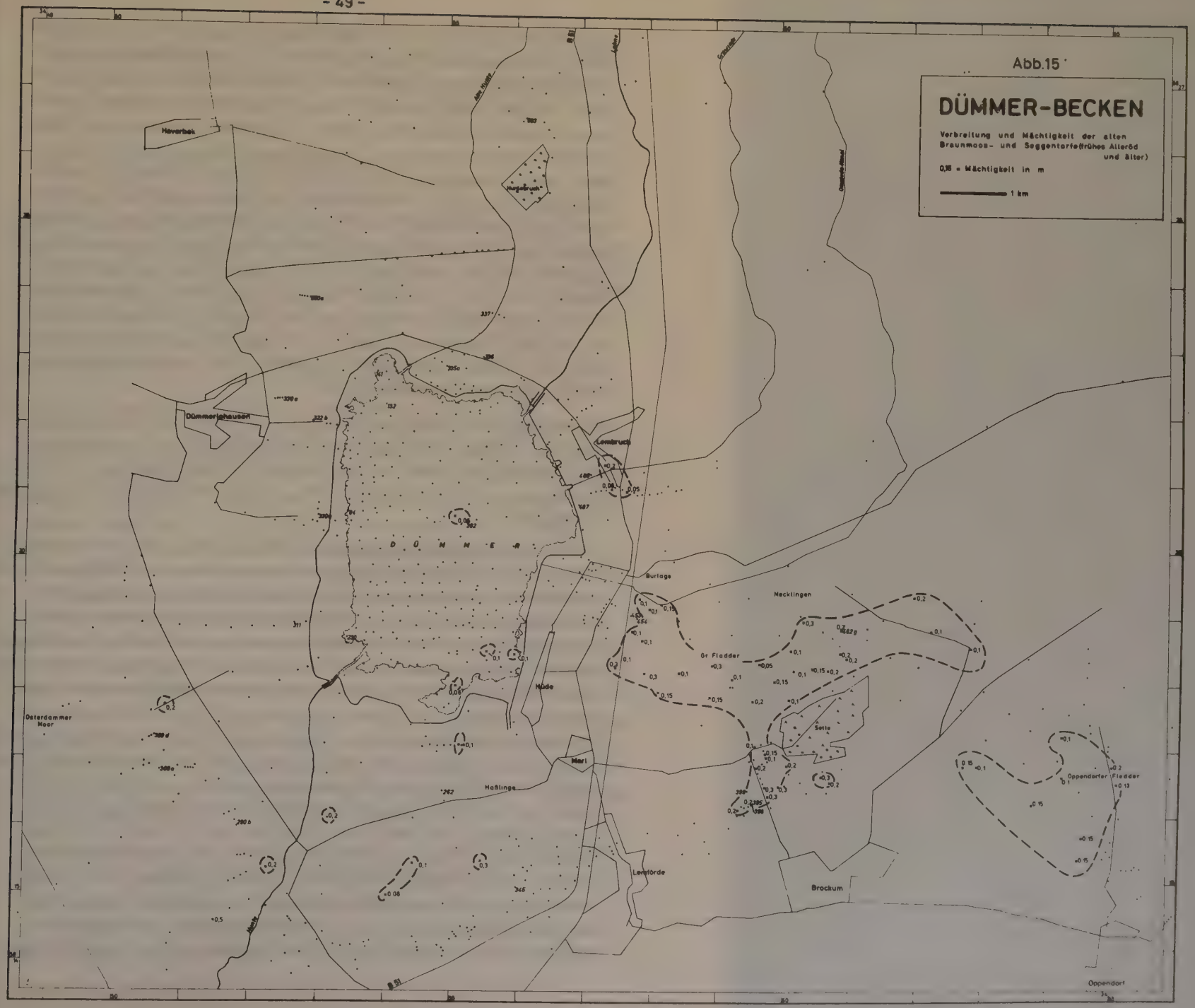


Abb.15
DÜMMER-BECKEN
Verbreitung und Mächtigkeit der alten Braunmoos- und Seggentorfe (frühes Alleröd und älter)
0,15 = Mächtigkeit in m
1 km
Haverbeck
Hengelbruch
Dümmerlohausen
Lembruch
D Ü M M E R
Burlage
Necklingen
Gr Fladder
Hüde
Osterdammer Moor
Marl
Haßlinge
Lembruch
Brockum
Sette
Oppendorfer Fladder
Oppendorf

wahrscheinlich schon im frühen Spätglazial Ic (nach FIRBAS 1949) begonnen hat. Wegen der häufig beobachteten rezenten Durchwurzelung erschienen $^{14}C$-Analysen zunächst nicht sinnvoll, sollen aber an wenig verunreinigten Proben noch versucht werden. WIECKOWSKI (1969) berichtet über ähnliche Torfvorkommen an der Basis der limnischen Abfolge im Mikolajki-See (westl. Ausläufer des Spirding = Sniardwy-Sees in Nordostpolen), die nach $^{14}C$-Bestimmungen ins Alleröd zu stellen sind, wie schon GROSS (1937) aufgrund von Pollenanalysen angenommen hatte. Eine freundlicherweise von Herrn Dr. GEYH (NLfB) bestimmte Einzelprobe ergab für die Basis des Torfes im Gr. Fladder 11.475 $\pm$ 440 Jahre vor 1950, also frühe Allerödzeit. Die extreme Armut an Baum- und Strauchpollen in den untersten Lagen läßt jedoch auf einen noch früheren Beginn der Torfbildung schließen, wie auch die Vegetation in den rezenten Periglazialgebieten vermuten läßt.

An zahlreichen, feuchten Stellen, die nicht vom See überflutet wurden, leitet die Bildung von braunmoosreichen Seggentorfen wahrscheinlich direkt in die jüngere Torfabfolge über, wie etwa in Haßlinge, im Brockemer Becken, sowie im Dammer- und Borringhauser Moor.

Um die Entstehungsbedingungen zu klären, kann man die heutigen Periglazialgebiete zum Vergleich heranziehen. Bei TEDROW (1970) finden sich sehr anschauliche Fotos und Beschreibungen der Landschaft sowie kleiner Aufgrabungen im kontinuierlichen Permafrostgebiet NW Grönlands. In den torfbedeckten Niederungen ist der Boden Anfang Juli oft weniger als 30 cm (z.T. nur 5 cm) aufgetaut und darunter liegt bereits die wasserstauende Permafrostoberfläche. In diesem sehr nassen Milieu bilden sich die Braunmoos- und Seggentorfe. Zwischen den Moos- und Seggenhorsten finden sich viele kleine und kleinste offene Wasserflächen, in denen feiner Pflanzendetritus abgelagert wird. Torf und (Torf-) Mudde werden hier also gleichzeitig nebeneinander gebildet, und es ist daher nicht verwunderlich, daß häufig auch in Pollenproben aus dem Torf bereits Pediastren und andere Algen auftreten. Beschreibungen und Fotos der südlicheren, z.T. bewaldeten Gebiete NW Kanadas mit diskontinuierlichem Permafrost, die dem Bildungsmilieu der allerödzeitlichen Torflagen entsprechen, gibt BROWN (1969). Dort bilden sich in den feuchten

Niederungen oft moosreiche Seggentorfe mit eingeschalteten offenen Wasserflächen, die häufig von Permafrost unterlagert sind, während die höherliegenden trockeneren und überwiegend permafrostfreien Areale einen coniferenreichen Mischwald aufweisen.

"Alte" dunkelbraune Feindetritusmudden

Die Braunmoostorfe gehen zum Hangenden häufig in eine dunkelbraune Feindetritusmudde über, oder diese Mudde folgt selbst direkt über einer unterschiedlich mächtigen (0,5 - 2 Dezimeter) mittelsand- bis feinkiesreichen Lage, die als limnisches Transgressionskonglomerat bezeichnet werden könnte. Die Mudde besteht überwiegend aus Braunmoosresten, daneben kommen auch Seggen- und wahrscheinlich Reste von Flechten vor. Der Sandgehalt wechselt, und ist hoch, wenn die Mudde direkt über Sand liegt und niedrig, wenn sie den Torf überdeckt. Auch in die höheren feineren Lagen sind häufig Grobsandkörner eingestreut, die diesem Sedimentationsmilieu nicht entsprechen. Vorkommen gröberen Materials in feinkörnigen (Stillwasser-)Sedimenten sind von Gletscherrandseen und Fjorden (s.u.a. RICHTER 1950) seit langem bekannt. TWENHOFEL + McKELVEY (1942) gelangten aufgrund ihrer Beobachtungen am Little Long Lake (Wisconsin) zu dem Schluß, daß verdriftetes Ufereis evtl. mit durch Wind aufgeblasenem Strandsand, sowie an der Eisunterfläche eingefrorenem Material, die wahrscheinlichste Erklärung für das Vorkommen gröberer Sand- und Feinkieskörner in Feindetritusmudden von Seen ohne größere Zuflüsse sind. Diese Erklärung läßt sich zwanglos auf den spätglazialen Dümmer mit flachen, sandigen Ufern und weit größeren Eisflächen als auf dem Little Long Lake übertragen.

Neben den o.g. organischen Resten treten in der Mudde wiederum Samen von Menyanthes trifoliata L. sowie an Stellen, an denen sie nach oben in Kalkmudde übergeht, im obersten Teil bereits einzelne feine Kalk-Schalenreste und Gyrogonite auf. Pediastren und Tetraëdren sind die häufigsten Algen.

Zum Hangenden geht die Mudde entweder in limnische Mudde-Sand-Wechselfolgen oder in schluffige Kalkmudden über.

Das Alter dieser Mudden wird nicht überall gleich sein, weil es sich um eine Transgressionsbildung handelt. Pollenproben aus dem Gebiet nördlich der Sette (Bhrg. 462g) ergaben frühes Alleröd. Da aber auch am Übergang vom Alleröd zur jüngeren Tundrenzeit - z.B. im Gebiet der Huntemündung (Bhrg. 230 u. 311) sandig-schluffige, feindetritusreiche Mudden auftreten, kann aus der stratigraphischen Lage zunächst nur auf spätglaziales Alter geschlossen werden. Nur wenn ein vollständiges Spätglazialprofil vorhanden ist, in dem die untere Feindetritusmudde (Transgression) von der oberen (Regression) durch die ostracodenreichen schluffigen Kalkmudden des allerödzeitlichen Wärmeoptimums, als mehr limnopelagischen Bildungen, getrennt wird, ist allein an Hand der Lithostratigraphie auch eine genaue Alterseinstufung möglich. Im Sublitoral, außerhalb des rein sandigen Faziesbereichs müßten diese Mudden demnach die gesamte Allerödzeit repräsentieren können.

Die Verbreitung der spätglazialen Feindetritusmudden ist in erster Linie ebenfalls auf den Südteil des limnischen Beckens beschränkt und reicht vom Oppendorfer Fledder im Osten, häufig lückenhaft, bis zum Kemphauser Moor im Westen. In flacheren oder exponierteren ufernahen Bereichen kann sie durch eine Wechsellagerung von Sand- und Feindetrituslagen vertreten werden.

Die Mächtigkeit liegt im allgemeinen zwischen 1 - 2 Dezimetern.

Über die Bildungsbedingungen kann zusammenfassend gesagt werden, daß die Mudden hauptsächlich durch Aufarbeitung von älterem Torf entstanden und im flachen Wasser mit viel Sand vermischt, in den etwas tieferen Bereichen dagegen mit geringerem Sandgehalt, abgelagert worden sind. Aus den Beschreibungen sehr ähnlicher Aufarbeitungssedimente aus den flachen Auftau(Thermokarst)Seen Alaskas (u.a. CARSON + HUSSEY 1962) ist zu schließen, daß die Sedimentationsverhältnisse im frühen Spätglazial im Dümmer teilweise mit den dort heute herrschenden Bedingungen übereingestimmt haben.

Hellgraue, schluffige Kalkmudden

Als erstes, großflächig verbreitetes und weitgehend erhaltenes limnisches Sediment im Dümmer-Becken sind hellgraue, teilweise auch hellgrünlich-, bräunlich- oder olivgraue, schmierig-

plastische Kalkmudden anzutreffen. Um Bohrgänge, Wurzelhohlräume und Klüfte besteht häufig ein hellerer, bräunlicher Hof, der hier vermutlich ebenso wie in den älteren Beckentonen auf Oxidation der Eisenmonosulfide zurückzuführen ist. Die HCl-Probe zeigt starken Kalkgehalt an, und in einem kleineren Areal westl. von Haßlinge, wo der obere Teil der Mudde grauschwarze Farbe aufweist, durch starke $H_2S$-Entwicklung einen höheren Gehalt an HCl-löslichen Sulfiden bei gleichzeitig geringerem Kalkgehalt. Die Schluffanteile sind überall beträchtlich, und die Sandbeimengung wechselt je nach Ufernähe des Ablagerungsortes. Wenn die Mudde direkt auf den Basissand transgrediert, können im unteren Teil neben sehr hohem Sandgehalt auch dunkelbraune, feindetritusreiche Lagen aus aufgearbeitetem Braunmoostorf auftreten.

Die Abfolge kann an Hand der eingehend untersuchten Kernbohrung 230s (Abb. 13) näher beschrieben werden: Die Basis wird hier von einer schwach kalkigen Wechselfolge von Feindetritusmudde und Schluff- bis Feinsandlagen aus der Älteren Tundrenzeit gebildet. Die Grenze gegen die Kalkmudden zeichnet sich bei der Feldansprache durch einen sehr deutlichen Abfall des Sand-Gehaltes sowie einen starken Anstieg des Kalkgehaltes (HCl-Probe) aus. Daneben ist besonders bei der Binokularbemusterung eine starke Abnahme der Pflanzenreste festzustellen. Darüber hinaus treten an der Basis ostracodenreiche Lagen auf, die z.T. sehr viel kleine Pyritframboide führen und auf Klüften hellblaue Vivianitanflüge zeigen. Pyritaggregate und Vivianit sind auch im mittleren und oberen Teil der Mudde häufig im Zusammenhang mit Ansammlungen von Ostracodenschalen zu beobachten. Gyrogonite treten im mittleren Teil häufiger auf und der Pflanzendetritus nimmt - lagenweise angereichert - zum Hangenden allmählich wieder zu.

In einigen Teiles des Bohrkerns war deutliche Feinschichtung zu beobachten. Ob es sich dabei um Jahresschichtung handelt, wie sie u.a. aus dem Schleinsee (NW von Lindau) beschrieben worden ist (FREY 1961; GEYH, MERKT + MÜLLER 1970), konnte nicht näher untersucht werden. Der üblicherweise als hellgraues Band auftretende Laacher See-Tuff war auch mit dem Binokular nicht nachzuweisen. Nach den weiter östlich gelegenen Fundorten wäre auch nur eine Lage von weniger als 1 mm Dicke zu erwarten, die

von der Bodenfauna - etwa den zahlreichen Ostracoden - sehr schnell zerstört worden sein könnte. Auch an anderen, westlich oder nordwestlich vom Seckbruch b. Hannover, dem z.Zt nordwestlichsten Fundpunkt (DIETZ et al. 1958), gelegenen Stellen ist der Tuff bisher nicht nachzuweisen gewesen. Dünnschliffuntersuchungen an kunststoffimprägnierten Bohrkernen könnten klären, ob der Tuff hier ebenfalls noch vorhanden und nur wegen seiner geringen Mächtigkeit im Sedimentkern nicht mehr erkennbar ist.

Im obersten Teil der Mudde nehmen die Pflanzenreste und der Schluff- und Sandgehalt wieder stark zu, während der Kalkgehalt sinkt. Hier heben sich wiederum zahlreiche Grabgänge mit ihrer hellen Schluff- und Sandfüllung von der umgebenden dunkelbraunen Mudde ab. An anderen Stellen des limnischen Beckens ist der oberste Teil nicht dunkelbraun und feindetritusreich entwickelt, sondern geht in eine kalkarme bis kalkfreie, meistens stark schluffig-sandige hellbraune Mudde oder Mudde-Sand-Wechselfolge über.

Die mikroskopische Durchsicht ergab, daß Diatomeen teilweise in großen Mengen vorkommen (hauptsächlich Fragilarien). Die Diatomeenabfolge im Dümmer scheint Ähnlichkeiten mit der von MARCINIAK (1969) aus dem Mikolajki-See (NE Polen) beschriebenen Flora zu zeigen. Im mittleren Teil des Profils treten die Diatomeen bei gleichzeitig höherem Schluffgehalt des Sediments stark zurück und Pediastren, vor allem die Arten P. boryanum (TURP.) MENENG., P. kawraiskyi SCHM. und P. duplex MEY. stellen den Hauptanteil der Algen.

In den östlichen Nebenbecken (Gr. Fladder u. Oppendf. Fledder) ist der untere Teil der Mudde stellenweise grauweiß, seekreideähnlich ausgebildet und enthält oft größere Molluskenreste.

Die großen zusammenhängenden Vorkommen dieser Mudden sind auf den Südteil des limnischen Beckens beschränkt und reichen vom Südwesten des Hauptbeckens bis zum Oppendorfer Fledder nach Osten. Im Brockumer Becken, sowie im Opp. Fledder, ist an einigen Stellen eine Abgrenzung von jüngeren, ebenfalls schluffigen, diatomeenreichen Kalkmudden schwierig, wenn der normalerweise zwischengeschaltete kalkfreie, sandige Horizont (der jüngeren Tundrenzeit) nicht ausgebildet ist (Schichtlücke) und beide Kalkmudden direkt aneinandergrenzen. Zur Klärung der

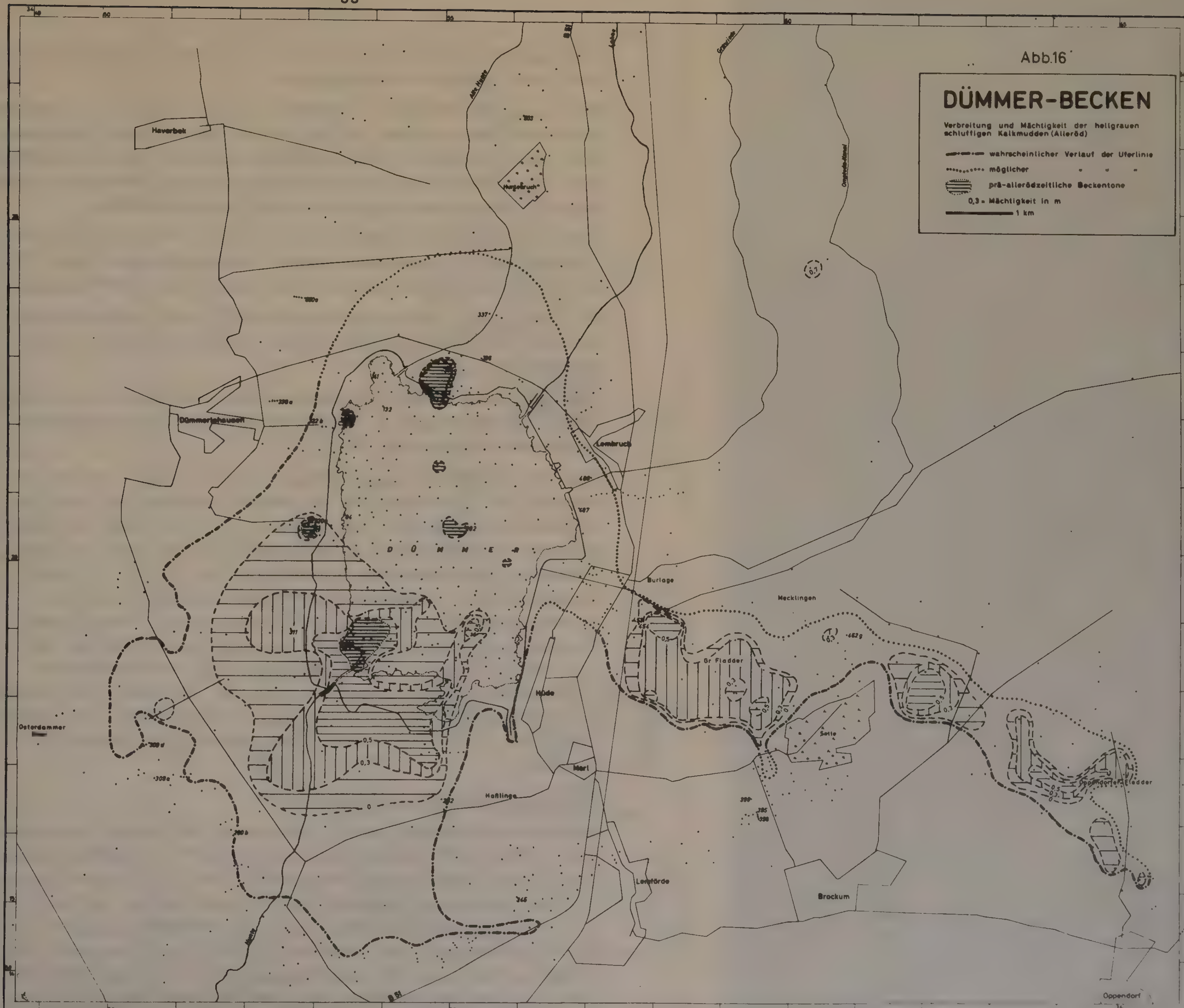


Abb.16
DÜMMER-BECKEN
Verbreitung und Mächtigkeit der hellgrauen schluffigen Kalkmudden (Alleröd)
wahrscheinlicher Verlauf der Uferlinie
möglicher " " "
prä-allerödzeitliche Beckentone
0,3 = Mächtigkeit in m
1 km
Haverbek
Dümmerlohausen
Lembruch
Burlage
Hecklingen
Gr. Fladder
Hüde
Marl
Osterdammer
Haßlinge
Lemförde
Brockum
Oppendorf
D Ü M M E R

Stratigraphie und Verbreitung der einzelnen Einheiten bedarf es hier noch weiterer Pollenanalysen.

Neben den großflächigen Vorkommen im Süden treten in einzelnen kleineren Becken weiter im Norden (s. Abb.16) noch hellgraue, mehr oder weniger schluffig-sandige, ostracodenreiche Kalkmudden auf, die aufgrund ihrer Lithofazies und ihrer stratigraphischen Lage mit diesen Mudden parallelisiert werden können.

Randlich gehen die Kalkmudden z.T. in die oben geschilderten "alten" Feindetritusmudden oder in sandige Wechselfolgen mit dunkelbraunen Detritus- oder Wurzellagen über (Uferbildung).

Die Mächtigkeit dieser Kalkmuddenfolge liegt im allgemeinen zwischen 0,2 und 0,4 m und erreicht aneinigen Stellen etwas über 0,5 m.

Das Alter kann nach Pollenanalysen der Bohrung 230s und einiger Stichprobenzählungen an anderen Stellen als allerödzeitlich angenommen werden (Abb.21).

Für die Sedimentationsbedingungen kann man wegen des oft beträchtlichen Diatomeengehaltes und im Vergleich mit den Verhältnissen im heutigen See annehmen, daß die Mudde in relativ ruhigem, d.h. bei ihrer großflächigen Verbreitung also etwas tieferem Wasser abgelagert worden ist als die z.T. älteren dunkelbraunen Feindetritusmudden. Die teilweise erhaltene jahresschichtenähnliche Feinschichtung weist in die gleiche Richtung. Der steigende Gehalt an organischer Substanz ist, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, nicht mehr auf Einschwemmung von allochthonem Material (Torfdetritus) zurückzuführen, sondern durch die reichere Entfaltung vor allem des Planktons im Gewässer selbst, also überwiegend autochthon bedingt.

Hellbraune kalkfreie Mudden

Hellbraune kalkfreie, schluffige Mudden und Wechsellagerungen dieser Mudden mit hellgrauen, meistens gut sortierten Feinsanden sind im Dümmer-Becken sehr verbreitet. Bei höherem Gehalt an Pflanzendetritus kann die Farbe etwas dunkler und mehr olivgraubraun sein. An Stellen, wo das Sediment einheitlich als Mudde ausgebildet ist, nimmt der Schluff- und Sandgehalt von unten nach oben zu und gleichzeitig ist in einigen Profilen eine Änderung des Farbtons von graugrün nach hellbraun zu

beobachten. Nur in sehr wenigen Bohrprofilen war mit der HCl-Probe ein schwacher Kalkgehalt nachzuweisen. Wenn neben dem geringen Kalkgehalt (wenige Prozent) noch Ostracodenschalen auftreten, sind besonders bei unvollständigen Profilen Verwechselungen mit den älteren, allerödzeitlichen, sowie mit den jüngeren, präborealen, ebenfalls schluffigen Kalkmudden, nicht auszuschließen. In diesem Horizont finden sich alle Übergänge von Mudde über sandige Wechsellagerungen bis zu Seesand.

Die mikroskopischen Untersuchungen zeigten, daß die hellbraunen, sandarmen Lagen stellenweise fast nur aus Pediastren (kawraiskyi SCHMIDLE und boryanum (TURP.) MEN.) bestehen können. Tetraëdren- und Diatomeenreste sind im allgemeinen seltener. Diese Lagen enthalten bis über 25 % organische Substanz. Daneben fällt auf, daß Pyritkristalle seltener zu beobachten sind, die sowohl in den älteren als auch in den jüngeren Mudden oft in großen Mengen in der Grundmasse und in den Algen- und Wurzelresten auftreten.

Das Verbreitungsgebiet dieses Lithofaziestyps umfaßt nahezu das gesamte Dümmer-Becken, ist jedoch im Nord- und Ostteil auf kleinere Senken beschränkt und nur im Südteil des Hauptbeckens sowie im Gr. Fladder und Oppendorfer Fledder sind größere zusammenhängende Flächen vorhanden.

Die Mächtigkeiten schwanken auch im südlichen Gebiet sehr stark und reichen von 0 (Schichtlücke) bis über 1,0 m (im Mittel etwa 0,3 m). Es ist auffallend, daß die größten Mächtigkeiten in Ufernähe und nicht in den Beckenzentren liegen, was für stärkere Einschwemmung oder Einwehung von minerogenem Material aus der Umgebung spricht.

Das Alter dieser Mudden und Sande kann nach den Pollenanalysen der Bohrungen 230s und 462gL sowie ihrer stratigraphischen Lage in einer großen Anzahl der übrigen Bohrung als Jüngere Tundrenzeit angegeben werden. Jedoch sind auch im Postglazial sehr ähnliche, schluff- und pediastrenreiche, hellgraue, kalkfreie Mudden abgelagert worden, wie einige Pollen-Stichproben-Untersuchungen an limnischen Sedimenten aus dem östlichen und nordöstlichen Dümmer-Becken zeigten. Die Bohrungen am Ostufer ergaben, daß auch im heutigen See hellbraune, fast kalkfreie muddige Sande ähnlichen Typus gebildet werden. Eine sichere

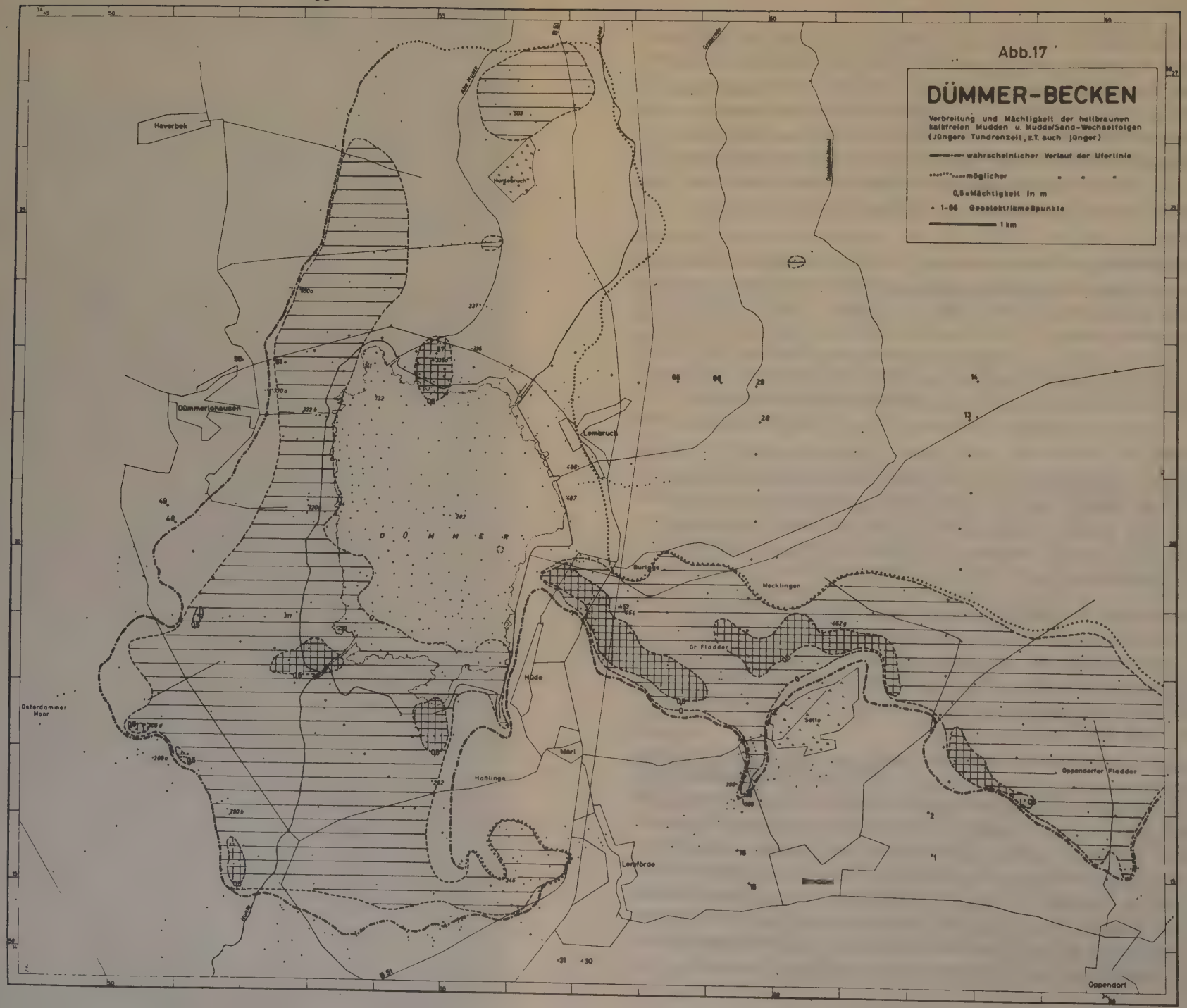


Abb.17
DÜMMER-BECKEN
Verbreitung und Mächtigkeit der hellbraunen kalkfreien Mudden u. Mudde/Sand-Wechselfolgen (Jüngere Tundrenzeit, z.T. auch Jünger)
wahrscheinlicher Verlauf der Uferlinie
möglicher
0,5 = Mächtigkeit in m
1-86 Geoelektrikmeßpunkte
1 km
Haverbek
Dümmerlohausen
Lembruck
Burlage
Mecklingen
Gr Fladder
Hüde
Sette
Oppenderfer Fladder
Oppendorf
Osterdammer Moor
Hahlinge
Lemförde
D Ü M M E R

Einstufung ohne Pollenanalyse ist daher nur möglich, wenn die liegenden spätglazialen, sowie die hangenden postglazialen limnischen Horizonte vorhanden und in charakteristischer Weise ausgebildet sind.

Hinweise auf die Bildungsbedingungen gibt die hellbraune Farbe der Muddelagen, das weitgehende Fehlen der sonst häufigen Pyritkristalle, die z.T. noch als Hydroxidpseudomorphosen nach Pyrit erkennbar sind, die teilweise völlig das Sediment beherrschenden Pediastrum-Mengen, sowie häufiger auftretende, mattierte, gut gerundete Sandkörner (Flugsand). Nach den Untersuchungen von LIVINGSTONE (1958) und KORDE (1966 und 1969) sind Pediastren in Stadien der Verseichtung bzw. der Schrumpfung oder des teilweisen Trockenfallens von Seen in extrem großen Mengen im Sediment zu beobachten. Unter den sonst im flachen Wasser oder bei zeitweiligem Trockenliegen herrschenden oxidierenden Bedingungen bilden sich Eisenhydroxide und kein Pyrit, bzw. der vorher gebildete Pyrit wandelt sich z.T. unter Beibehaltung der äußeren Kristalltracht in Hydroxid um. Bei teilweisem Trockenfallen kommt es neben der Sand-Einwehung aus der Umgebung auch zu Sandverwehungen im Seebecken selbst, so daß vor allem in randlichen Zonen die reinen Schluff und Sandlagen z.T. auch äolischen Ursprungs sein können.

Insgesamt können Ausbildung, Verbreitung und Mächtigkeitsverteilung der hellbraunen Mudden und Sande dahingehend gedeutet werden, daß es sich um eine allgemeine Randfazies handelt, die zu allen Zeiten in den flacheren Gebieten (Sublitoral) unter oxidierenden Bedingungen gebildet werden kann. Bei extrem niedrigem oder schwankendem Seewasserspiegel kann sie beim Dümmer wegen der geringen mittleren Tiefe auch weite Teile des Pelagials erfassen.

Hellgraue elastische Kalkmudden

Dieser auch für den Laien auffallendste Muddentyp im Volksmund "Meergeil" genannt (s. Kap. 2.3.) bedeckt sehr große Flächen des limnischen Beckens. Die Farben wechseln im frischen Zustand von hellgraugrün über beige, rosa, bis weißgrau. Die Konsistenz ist im allgemeinen auffallend elastisch, nur im untersten Teil, der jedoch oft fehlt (Schichtlücke) mehr schmierig-plastisch. Die stark elastischen Horizonte haben (frisch) oft ausgesprochen

muscheligen Bruch, im trockenen Zustand spalten sie dagegen teilweise wie Blättermergel älterer Formationen auf feinen Schichtflächen auf. Der Schluff- und Sandgehalt ist unten z.T. sehr hoch (muddiger Kalksand) und nimmt nach oben stark ab. Die Kalkgehalte reichen von weniger als 10 % bis über 90 %. Im oberen Teil treten hin und wieder sandige Lagen mit Kalkmuddegeröllen (Aufarbeitungshorizonte) auf. Zum Hangenden geht die Mudde im allgemeinen in kalkarme oder kalkfreie Algenmudde über oder Fein- bis Grobdetritusmudden folgen über einer deutlichen Schichtlücke mit Aufarbeitungsspuren. Eine äußere Zone kann auf weiten Flächen ganz von Algenmudde eingenommen werden und in Ufernähe in hellbraune Schluffe, limnische Sande oder auch Schilftorfe übergehen. Schließlich können die Kalkmudden auch durch deszendente, saure Wässer der überlagernden Torfe entkalkt werden, wobei sich ein Farbwechsel von hellgrau nach olivgrün oder -braun vollzieht. Derartige sekundäre Entkalkungserscheinungen konnten an verschiedenen Grabenaufschlüssen sowie in Bohrkernen beobachtet werden. In randlichen Lagen des Hauptbeckens und besonders reichlich im Brockumer Becken (Bhrg. 395-99) treten im oberen Teil stellenweise viel kleine Süßwasserschnecken auf, nach Bestimmungen von SCHMIERER nach PFAFFENBERG (1964):

Valvata piscinalis (O.F. MÜLLER, 1774)
" aquatica SOWERBY, 1838
Bithynia tentaculata (LINNÉ, 1758)
Limnaea ovata (DRAPARNAUD, 1805)
Gyraulus laevis (ALDER, 1838)

Ähnliche schneckenreiche Kalkmudden mit Massenentfaltungen z.T. derselben Arten sind von JAYET (1969) aus der Westschweiz und von KOVANDA (1969) aus der CSSR beschrieben worden. Auch dort erreichen die Gastropoden die höchste Arten- und vor allem Individuenzahl im Boreal, kurz bevor die Gewässer (im Atlantikum) verlandeten.

Im Brockumer Becken erreichen sie so hohe Individuenzahlen, daß man - bei über 90 % Gesamtkalkgehalt des Sediments - von echter Schneckenmudde bzw. Seekreide sprechen kann.

Ostracodenreste sind vor allem im unteren Teil hin und wieder zu beobachten, bleiben aber seltener als in den älteren, allerödzeitlichen Kalkmudden.

Die mikroskopische Analyse zeigt, daß in den unteren schluffreichen Partien noch viel Diatomeenreste erhalten sind, während sie in den oberen elastischen Horizonten seltener werden. Die elastischen Horizonte bestehen überwiegend aus feinstem Kalkschlamm und Resten von chroococcalen Cyanophyceen. Sie enthalten große Mengen Algengallerte, die z.T. als glasklare Klumpen oder Aggregate kleinerer Klümpchen vorliegt, z.T. sind in der Gallerte auch noch regelmäßig oder unregelmäßig verteilte Algenzellen erkennbar. Teilweise hat sich an der äußeren Oberfläche der Gallerteklumpen feinster Kalkdetritus angesetzt. Ob es sich hierbei um primäre (synsedimentäre) und u.U. biogene oder sekundäre (frühdiagenetische) Inkrustationen handelt, war ohne nähere Untersuchungen nicht festzustellen. Es waren keinerlei Anklänge an Ooide erkennbar.

Nach freundlicherweise von Herrn Dr. K. BEHRE (Bremen) durchgeführten Bestimmungen sind Vertreter der Gattung Microcystis KÜTZ. als hauptsächliche Gallertebildner anzusehen. Weitere Cyanophyceen, die besonders in den rosafarbenen Lagen in großen Mengen auftreten, sind zu den Gattungen Coelosphaerium KÜTZ. oder Gomphosphaeria KÜTZ. zu stellen. Auch Formen der Gattung Chroococcus KÜTZ. können in einigen Proben (Bhrg. 395) als beherrschende Massenformen vorkommen.

LUNDQVIST (1927) berichtet, daß Gomphosphaeria als Massenform in Algengyttjen schwedischer Seen auftritt. Bei Untersuchungen rezenter Kalkmudden aus dem Mölners-Träsk (Gotland) führte er die Rotfärbung auf Botryococcus braunii KÜTZ. zurück. Da auch Gomphosphaeria-Arten orangerot oder fleischfarben sein können, ist ihre Massenentfaltung als Ursache für die Rosafärbung einiger Horizonte der Kalkmudden am Dümmer anzusehen.

Die rote Farbe der o.g. Cyanophyceen wird durch Phycocyanine hervorgerufen, die (neben Rotlicht) besonders das in größerer Wassertiefe oder an schattigen Stellen überwiegende Grünlicht absorbieren und durch Übertragung der Lichtenergie auf das in allen Algen vorhandene Chlorophyll auch in diesem Milieu die Photosynthese ermöglichen. Rote Formen kommen jedoch nicht nur in der "rotbunten Tiefenbiocoenose" (RUTTNER 1962) vor, sondern können auch im Plankton auftreten und rote Wasserblüten bilden, was möglicherweise zu jener Zeit im Dümmer der Fall war. In den verlandeten Gebieten des Dümmer waren diese Rosa-Kalkmudden

besonders gut an den Bohrpunkten 335 - 337 im Norden, 353 - 354 in der Burlager Rinne, sowie als Wechsellagerung mehrerer grünlicher und rosafarbener Horizonte im Profil 395 im Brockumer Becken zu beobachten.

Die Grünalgen spielen gegenüber den blaugrünen Algen nur eine untergeordnete Rolle: Pediastrum boryanum ist häufig, P. kawraiskyi SCHM. seltener, Tetraëdron minimum war in einigen Proben aus dem untersten Teil sehr häufig. Diatomeenreste treten im schluffreichen unteren Teil besonders in den südöstlichen Nebenbecken in großen Mengen auf, nehmen jedoch nach oben mit zunehmendem Cyanophyceen- und Kalkgehalt auf verschwindend geringe Werte ab. Cladocerenreste sind teilweise ebenfalls in größerer Menge vorhanden, während Pflanzendetritus kaum ins Gewicht fällt.

Das Verbreitungsgebiet der Kalkmudden reicht von "Teddendiek" westl. Stemshorn im Süden bis nördlich des Huntebruches im Norden (12 km) und vom Rüschendorfer Moor im Westen bis zum Oppendorfer Mühlenbruch im Osten (14 km). Im heutigen See sind die Kalkmudden größtenteils wieder erodiert, nur am Nord- und Westufer liegen noch einige Restvorkommen am Seeboden (Abb.18). Dort ist also heute die Erosion der vor rund 7.000 Jahren bei höherem Seewasserspiegel vom gleichen See abgelagerten Kalkmudden zu beobachten. Die Vorkommen in der Lemförde-Brockumer-Rinne sind nur teilweise als Kalkmudden ausgebildet und durch die randlichen Faziesäquivalente in Form von Algen- oder sandigen Feindetritusmudden, z.T. auch durch muddige Schilftorfe verbunden. Gleiches gilt auch für das Große Fladder und das Oppendorfer Fledder, wo sich stellenweise sandige Flachwasserbildungen zwischen die Kalkmuddeareale einschalten. Wegen sekundärer Entkalkungsvorgänge wird die heutige Grenze Kalkmudden/Algenmudden oft nicht mit der ursprünglichen Faziesgrenze übereinstimmen, so daß eine getrennte kartenmäßige Darstellung beider Sedimenttypen weniger sinnvoll erschien als eine zusammenfassende Fazieskarte (Abb. 18).

Die Mächtigkeit der Kalkmudden erreicht in der Burlager Rinne (der Verbindung zwischen Hauptbecken und Gr. Fladder) mit 1,9 m ihren höchsten Wert, an wenigen anderen Stellen noch 1,0 m und liegt im übrigen zwischen 0,3 und 0,5 m.
Das Alter wurde an Hand zahlreicher Pollenanalysen als Präboreal bis atlantisch bestimmt.

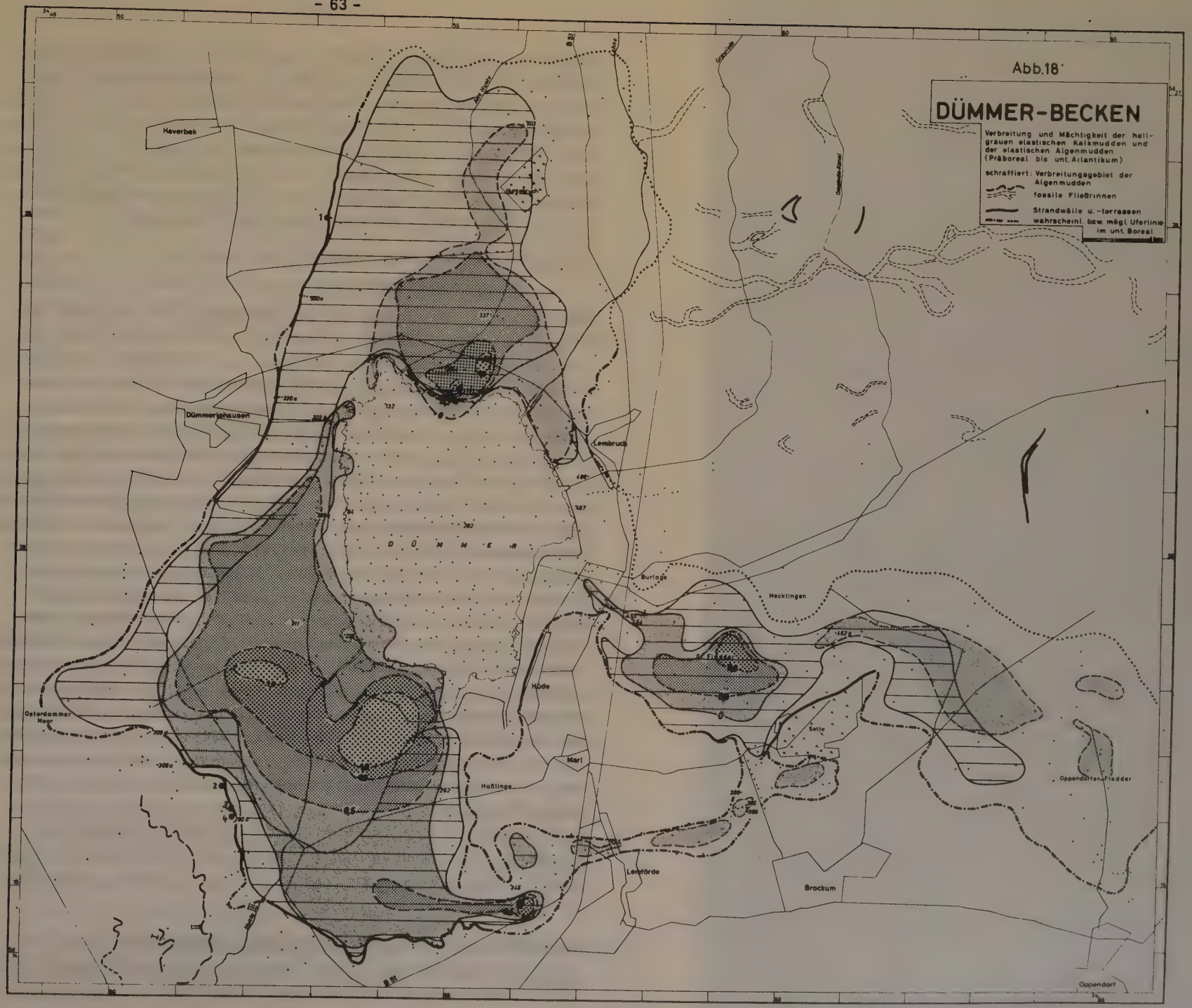


Abb.18
DÜMMER-BECKEN
Verbreitung und Mächtigkeit der hellgrauen elastischen Kalkmudden und der elastischen Algenmudden (Präboreal bis unt. Atlantikum)
schraffiert: Verbreitungsgebiet der Algenmudden
fossile Fließrinnen
Strandwälle u. -terrassen
wahrscheinl. bzw. mögl. Uferlinie im unt. Boreal
1 km
Haverbek
Dümmerlohausen
Lembruch
Burlage
Hecklingen
Hüde
Sulingen
Osterdammer Moor
Marl
Haßlingen
Lemförde
Brockum
Oppendorf
Oppendorfer Fiedder
D Ü M M E R

Die Bildungsbedingungen von Kalkmudden sind auch für andere Seen noch nicht eindeutig geklärt (s. GROSCHOPF 1969). Das Calcium kann entweder als feiner Kalkdetritus oder als Bicarbonat gelöst mit der Hunte sowie durch die Zuflüsse vom Stemweder Berg (Kreidesandsteine) in den Dümmer gelangt sein. Letzteres wird vor allem in den Becken nörd. des Stemweder Berges eine entscheidende Rolle gespielt haben, worauf der Kalkgehalt von über 90 % in einigen Proben (Bhrg. 395) hinweist.

Nach der allgemeinen Gleichgewichtsreaktion

$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

kann es durch Entzug von $CO_2$ zur Ausfällung von Kalk aus dem Seewasser kommen. Dieser $CO_2$-Entzug wird in erster Linie auf die Assimilationstätigkeit der Pflanzen (Plankton und submerse Hydrophyten) zurückgeführt. GROSCHOPF (1969) vermutet, daß daneben auch die starken Turbulenzen, besonders im flacheren Wasser, eine $CO_2$-Abgabe des stets übersättigten Seewassers bewirken können und damit rein physikalische Störungen des Gleichgewichtes für die Kalkbildung ebenfalls eine bedeutende Rolle spielen. Beim Dümmer kann wegen seiner geringen mittleren Tiefe der Temperaturunterschied zwischen See und Zuflüssen in diesem Zusammenhang ebenfalls ins Gewicht fallen. Besonders im warmkontinentalen Klima des Boreals, in dem die Zuflüsse durch dichten Waldbestand relativ kühl gehalten wurden, wird sich der flache windexponierte See auf relativ hohe Temperaturen erwärmt haben. Im warmen Sommer 1947 erreichte er nach PERNER-MANEGOLD (1952) bis zu 27° C. Die Temperaturdifferenzen zwischen Zuflüssen und See müßten aus o.g. Gründen in der postglazialen Wärmezeit höher gewesen sein als heute und, da die Löslichkeit von Calciumbicarbonat [1)] mit steigender Temperatur sinkt, können die in den Zuflüssen im Lösungsgleichgewicht befindlichen Kalkmengen teilweise auch durch diese Temperaturerhöhung im See ausgefällt worden sein. Es hat den Anschein, daß die Sedimentationsverhältnisse im Dümmer zur Zeit der Ablagerung der elastischen Kalkmudden ähnlich waren, wie sie LUNDQVIST (1940) rezent in einigen ebenso flachen Seen auf Gotland beobachtet hat.

Olivgrüne bis olivbraune elastische Algenmudden

Auffallendstes Merkmal dieser Mudde ist ihre Elastizität, ins-

1) in Abhängigkeit vom Gehalt an freier $CO_2$

besondere, wenn die Stücke auf gepflügten Feldern etwas angetrocknet sind. Im frischen Zustand zeigt sie oft muscheligen Bruch und erinnert damit bereits an Cannelkohle (Algenkohle), die ebenfalls überwiegend aus Algen besteht. Im getrockneten Zustand blättert sie mehr schichtig auf. Die Farbe geht bei höherem Detritusgehalt in dunkelbraun über. In unmittelbarer Ufernähe kann die Mudde hohen Fein-Grobsandgehalt aufweisen oder mit Sand wechsellagern (Bhrg. 330a, 550a), und in ehemaligen Buchten ist ein kontinuierlicher Übergang in Schilftorf zu beobachten. Am Dümmer sind bei diesen Mudden die Faziesänderungen in Ufernähe sehr gut zu verfolgen, da es im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen gelang, mit Hilfe von Luftbildern und zahlreichen Bohrungen das ehemalige Ufer auf weite Strecken genau zu kartieren.

Der Sand und Schluffgehalt nimmt mit der Entfernung vom Ufer schnell ab und die Mudde kann dann bis über 80 % organische Substanz enthalten. Der Kalkgehalt liegt im allgemeinen bei wenigen Prozent. Oft ist das Sediment sehr stark durchwurzelt von Schilf, Seggen und Binsen und geht nach oben allmählich in Schilf- oder Seggentorf, stellenweise auch in Bruchwaldtorf über. Im letzten Fall sind an der Grenzfläche meistens Aufarbeitungsspuren und ein gewisser Schluff- und Sandgehalt zu beobachten. Die mikroskopische Analyse zeigt, daß das uferfernere Sediment größtenteils aus Algen und Algengallerte besteht. Microcystis und Gomphosphaeria treten z.T. in riesigen Mengen auf, daneben können auch Pediastren wieder häufiger vorkommen. An anderen Stellen und - da die Algenmudde nicht überall gleichaltrig ist - auch zu anderen Zeiten, können auch Tetraëdren und weitere Algen-Gattungen das Bild beherrschen. Cladocerenreste sind ebenfalls teilweise sehr häufig. In einigen Proben gewinnt man den Eindruck, daß sogar Pollen einen erheblichen Teil des Sediments ausmachen können.

Das Verbreitungsgebiet der Algenmudden überschneidet sich in vielen Gebieten mit demjenigen der Kalkmudden, wobei die ersteren die letzteren überdecken, besonders im Westen und Norden reichen die Algenmudden jedoch weit über das Areal der Kalkmudden hinaus bis an den Rand des limnischen Beckens.

Die Mächtigkeiten sind im allgemeinen gering und liegen zwischen 0,1 und 0,2 m, nur an einigen Stellen erreichen sie 0,4 m.

Das Alter der elastischen Algenmudden erwies sich nach zahlreichen Pollenanalysen als recht unterschiedlich. Dieser Muddentyp ist im Dümmer-Becken vom Präboreal bis ins Atlantikum gebildet worden und ist auch nach den Analysen von PFAFFENBERG (1964) in den meisten Fällen ins Boreal (= hauptsächl. Bildungszeit) zu stellen.

Die Bildungsbedingungen ergeben sich aus der Verbreitung und dem pollenanalytisch bestimmten Alter der Algenmudden. Sie sind als Randfazies der Kalkmudden zu betrachten, die vielleicht z.T. schon innerhalb der Schilfbestände gelegen hat, weil dort aufgrund des niedrigeren pH-Wertes (im Tåkern n. LOHAMMAR (1966) unter 7 im Schilf, über 8 im offenen Wasser) und anderer Unterschiede im Wasserchemismus keine Kalkablagerung stattfinden konnte, wie es LUNDQVIST (1927 u. 1940) für einige gotländische und andere schwedische Seen annimmt, in denen er ähnliche Faziesunterschiede beobachtete. Andererseits sind die Algenmudden auch als abschließende limnische Fazies vor der Verlandung anzusehen, wenn sie, wie an vielen Stellen im Dümmer-Becken, die Kalkmudden überdecken und selbst nach oben in Torfe übergehen. Im Süden und Südwesten ist die Randfazies zum Teil nur sehr schmal (Meter- bis 10er Meterbereich) im Norden scheint sie dagegen primär bereits wesentlich breiter gewesen zu sein. Hier ist aber bisher nicht zu erkennen, wieweit das Sediment ursprünglich Kalkmudde gewesen ist und dann durch deszendente saure Wässer aus dem überlagernden Torf (heut meistens abgetorft) sekundär entkalkt worden ist. Das gleiche gilt auch für weite Flächen im Ochsenmoor und Gr. Fladder sowie im Brockumer Becken, wo eine Algenmudden-Deckfazies durch Entkalkung der obersten Kalkmuddelagen vorgetäuscht sein kann. Der vermutlich primäre laterale Faziswechsel von Kalkmudde über Algenmudde zu Torf ist auf sehr engem Raum (Meterbereich) besonders gut bei den Bohrungen 396-98 im Brockumer Becken zu beobachten. Dies wäre eine günstige Stelle für Detailuntersuchungen.

Aus dem mikroskopischen Befund, dem muscheligen Bruch und einem Gehalt an organischer Substanz von mehr als 80 % in den Algenmudden wird erkennbar, daß es sich hier um ein Bildungsmilieu handelt, bei dem Sedimente entstehen, die als Ausgangsmaterial für Algenkohlen angesehen werden können, die dann bei ungestört fortlaufender Sedimentation und nach den entsprechenden diagene-

tischen Vorgängen an der Basis der überlagernden Torfkohlen zu finden wären. Algenkohlen "Boghead"-Kohle sind u.a. aus limnischen Serien des schottischen Karbons bekannt geworden (SCHWARZBACH 1964). Dort stellt (n. ROUND 1968) Botryococcus = Pila u. Reinschia) den Hauptanteil der Algen.

Dunkelbraune bis hellgraue, z.T. diatomeenreiche Feindetritusmudden

Diese sowohl in der Feldansprache als auch bei der mikroskopischen Analyse sehr variablen Sedimente sind zusammengefaßt behandelt, weil sich der diatomeenreiche Typ bei der makroskopischen Beschreibung im Gelände kaum von dem diatomeenarmen unterscheiden läßt, solange nicht die organische Substanz weitgehend herausgelöst ist und das erstere Sediment dann eine weißgraue Farbe aufweist. In den Vorkommen am Westufer und im rezenten See ist die gesamte Folge dunkelgraubraun und an der Basis (auch über Kalkmudde) stark schluffig bis sandig. Die Mudde liegt hier immer unterhalb des See- bzw. Grundwasserspiegels. In den verlandeten Gebieten nördlich und östlich des heutigen Sees ist der obere Teil grau bis grauweiß "kieselgurähnlich" und nur der untere Teil zeigt die vermutlich ursprüngliche dunkelbraune Farbe. Es ist anzunehmen, daß die organische Substanz in diesen gut drainierten Gebieten durch versickerndes Regenwasser unter oxidierenden Bedingungen aufgelöst worden ist und das Sediment dadurch jene graue oder weißgraue Farbe annimmt, die es bei seinem geringen spezifischen Gewicht sofort als Diatomit erkennbar macht. In den östlichen Vorkommen ist der Sand- und Schluffgehalt oft bis oben hin stark und stellenweise treten sandige Wechsellagerungen auf (Bhrg. 486, 487). Mit der HCl-Probe ist nur an einigen Stellen im rezenten See im unteren Teil der Mudde ein geringer Kalkgehalt feststellbar, der teilweise auf die in diesem Niveau vorkommenden Ostracodenschalen zurückgeführt werden kann. Bei der makroskopischen Untersuchung fallen die häufigen Fischreste auf, die in diesem Horizont reichlicher vorhanden sind als in älteren oder jüngeren Mudden.

Die mikroskopische Analyse zeigt, daß bei den Vorkommen am Westufer im unteren Teil keine Diatomeen auftreten. Sie fehlen ebenso in den Proben aus dem Gebiet des rezenten Sees, während die Proben aus den nördlichen und östlichen verlandeten Gebieten oft

von der Basis an diatomeenreich sind. Stellenweise setzt die Abfolge aber auch dort mit einer dunkelbraunen Detritusmudde ohne Diatomeen ein, wenn die Diatomeenmudden nicht sogar über einen eingeschalteten Seggen- oder Bruchwaldtorf transgredieren, der die unteren Detritusmudden randlich vertreten kann.

Die vorherrschenden Diatomeenarten sind, nach einer Bestimmung von BROCKMANN (PFAFFENBERG 1964): Melosira ambigua (GRUN.) O. MÜLL. und Fragilaria construens (EHR.) GRUN. in zahlreichen Varietäten; im unteren Teil kommt auch die Aufwuchsform Gomphonema angustata (KÜTZ.) RBH. häufiger vor. PFAFFENBERG (1964) gibt eine Liste der über 50 weiteren, von BROCKMANN bestimmten Arten. Neben den das Sediment beherrschenden Diatomeen kommen auch Pediastren und nun auch Scenedesmus quadricauda (TURP.) BREB. häufiger vor. Cladocerenreste sind in einigen Proben ebenfalls sehr zahlreich. Im unteren Teil der Muddenfolge waren in den Zellen der Pediastrenkolonien oft Pyritkristalle erkennbar. Daneben zeigte sich sowohl bei der makroskopischen als auch bei der mikroskopischen Untersuchung, daß an der Basis häufige Aufarbeitungsprodukte der älteren Kalk- und Algenmudden in Form von Geröllen oder Gallerteklumpen vorhanden sind. Inwieweit hier auch Pollen umgelagert und erhalten geblieben sind, konnte nicht näher untersucht werden.

Das Verbreitungsgebiet der jungen Feindetritusmudden reicht im Vergleich mit älteren Mudden nicht weit über die Umgebung des rezenten Sees hinaus. Es lassen sich zwei große zusammenhängende Vorkommen erkennen: Das größere Gebiet im Südwesten des rezenten Sees reicht vom Südufer der Südbucht bis zum Kemphauser Moor. Seine Südgrenze verläuft unweit nördlich der neolithischen Siedlungsstelle Hüde I im Ochsenmoor (DEICHMÜLLER 1968) und es erstreckt sich am Westufer etwa bis zur Seemitte nach Norden. Das nordöstliche Gebiet reicht von der Burlager Bucht am Ostufer z.T. lückenhaft bis zum Huntebruch im Norden und greift am heutigen Nordufer bis zur Alten Hunte nach Westen vor.

Die Mächtigkeit dieser Muddenabfolge kann an geschützten Stellen (Westufer u. Burlager Bucht) bis zu 1,2 m erreichen und liegt im Durchschnitt zwischen 0,5 und 0,8 m.

Das Alter reicht nach den an verschiedenen Punkten durchgeführten Pollenanalysen vom oberen Atlantikum bis ins obere Subatlantikum, schließt also das gesamte Subboreal mit ein.

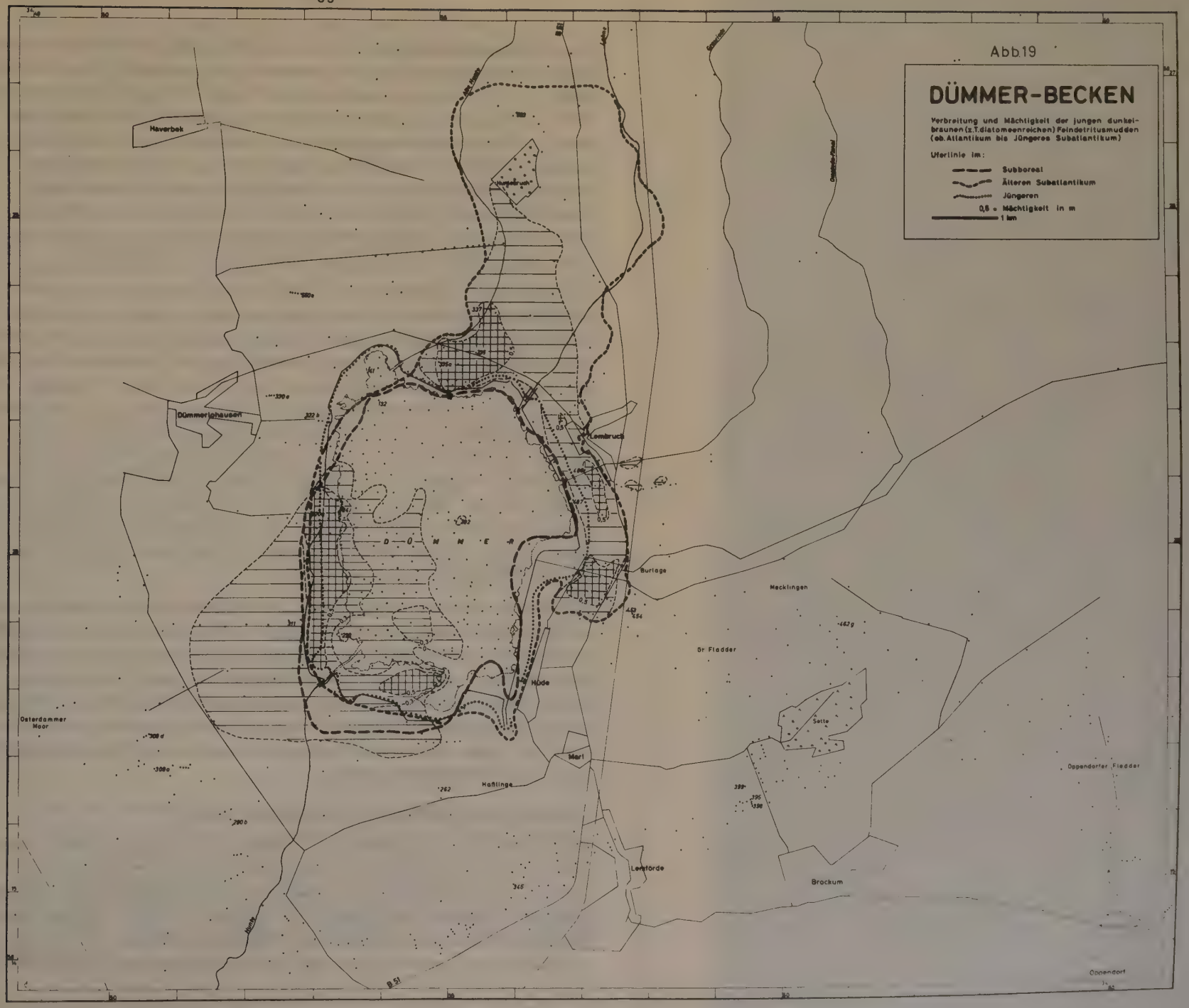


Abb19
DÜMMER-BECKEN
Verbreitung und Mächtigkeit der jungen dunkelbraunen (z.T. diatomeenreichen) Feindetritusmudden (ob. Atlantikum bis Jüngeres Subatlantikum)
Uferlinie im:
Subboreal
Älteren Subatlantikum
Jüngeren
0,5 = Mächtigkeit in m
1 km
D Ü M M E
Haverbek
Dümmerlohausen
Lembruch
Burlage
Mecklingen
Gr Fladder
Hüde
Osterdammer Moor
Sette
Oppendorfer Fladder
Marl
Hasslinge
Lemförde
Brockum
Obendorf
B 51

Die Bildungsbedingungen dieser kalkarmen bis -freien Detritusmudden sind unterschiedlich gewesen. Die geringmächtige Basislage ist z.T. (im Südwesten) als detritusreiches Äquivalent anzusehen, z.T. auch als zeitlich darauf folgendes Sediment, das sich in einer Absenkungsphase des Seewasserspiegels gebildet hat. Aus dem oft hohen Sandgehalt ergibt sich, daß das Seewasser (damals) auch im Bereich des heutigen Westufers erhebliche Transportenergie gehabt haben muß - was neben dem niedrigen Wasserstand durch häufigere und kräftigere östliche Winde im mehr kontinentalen Klima des Subboreals zu erklären ist.

Die höheren diatomeenreichen Partien sind nach dem erneuten Anstieg des Seewasserspiegels an der Grenze zum Subatlantikum gebildet worden und könnten nach dem hohen Gehalt an planktonischen Formen wieder als mehr limnopelagische Sedimente bezeichnet werden. Die großen Mächtigkeiten am damaligen Westufer erfordern vorherrschend westliche Windrichtungen und schließen eine Ablagerung von Mudden am somit exponierten Ostufer weitgehend aus. Da jedoch auch im Lembruch-Burlager Gebiet Diatomeenmudden vorkommen, muß aufgrund der Kartierergebnisse angenommen werden, daß sie (vor allem bei Hochwasser) dort z.T. landseitig hinter dem Uferwall und Schilfgürtel niedrigerer Wasserstände an geschützteren Stellen abgelagert worden sind (= PFAFFENBERGs "Sonderbecken").

Das Fehlen von Diatomeenresten in den dunkelbraunen Mudden im rezenten See ist wahrscheinlich auf frühdiagenetische Prozesse im Sediment zurückzuführen, bei denen die zarten Schalen aufgelöst worden sind. Auch in verschiedenen Niveaus der älteren Mudden waren keine Diatomeen oder nur ganz vereinzelte Lösungsreste nachzuweisen. Es ist aber nach der allgemeinen Entwicklung des Sees nicht anzunehmen, daß zu jenen Zeiten keine Diatomeen im See vorhanden waren.

Schwarze diatomeenreiche Feindetritusmudden

Hierunter sind die jüngsten Sedimente des heutigen Sees, insbesondere des südlichen und westlichen Teils zu verstehen. Die Farbe der Mudden wechselt zwischen grünlich-dunkelgrau und grauschwarz (trocken dunkelgrau). An der Basis können einige Zentimeter mehr graubraunen muddigen Sandes auftreten. Die Mudde ist im oberen Teil sehr locker und leicht aufzuwirbeln ("Treibmudde")

im unteren Teil dagegen geleeartig schwach verfestigt. Der Schluff- und Sandgehalt nimmt in Richtung auf das Westufer ab, der Kalkgehalt (bis 18 %) und vor allem der Gehalt an organischer Substanz (bis über 30 %) nehmen dagegen in gleicher Richtung zu. Nach Osten geht die Mudde in schwarzen und schließlich in hellgraubraunen muddigen Sand über. Die Untergrenze ist gegen die borealen oder älteren Sedimente sehr scharf (Erosionsfläche), gegen die jungen dunkelbraunen Feindetritusmudden jedoch oft unscharf (Übergangszone).

Bei HCl-Zugabe entwickelt das frische Sediment neben $CO_2$ aus dem Kalk auch $H_2S$, das nach zahlreichen Untersuchungen (u.a. G. MÜLLER 1966) auf den Gehalt an Eisenmonosulfiden (FeS ' n $H_2O$, Hydrotroilit) zurückzuführen ist, die gleichzeitig für die schwarze Farbe verantwortlich sind. In den Bohrkernen sind hin und wieder Lösungsreste von Molluskenschalen zu erkennen gewesen.

Die mikroskopische Untersuchung des Profils der Bohrung 141s am Westufer der Nordbucht ergab, daß an der Basis über borealer Kalkmudde dunkelgrauer muddiger Sand folgt, der nach oben in diatomeen- und scenedesmusreiche Mudde übergeht. Der Gehalt an Scenedesmus quadricauda (FUR.) BREB. nimmt von der Mitte des Profils nach oben sprunghaft zu. Daneben treten auch fädige Cyanophyceen in großen Mengen auf. Die Chlorophyceengattungen Pediastrum und Tetraëdron spielen eine geringere Rolle. Bei den Diatomeen sind besonders Fragilaria-Arten häufig, daneben kommen aber auch größere solitäre Formen wie Surirella, Synedra oder Pinnularia und zahlreiche weitere Arten vor. Cladocerenreste sind allgemein häufig. Bis in etwa 30 cm Tiefe waren in den Proben noch grüne Chlorophyllreste in den Algen erkennbar. Pyritkristalle sind im gesamten Profil in wechselnder Menge zu beobachten, werden nach unten aber etwas seltener.

Man gewinnt bei der mikroskopischen Durchsicht den Eindruck, daß Algen die Hauptmasse der organischen Substanz bilden und Phanerogamendetritus nur in relativ geringer Menge vorhanden ist. Nur in unmittelbarer Nähe des Schilfrandes oder innerhalb des Schilfgürtels kommt auch gröberer Pflanzendetritus reichlich vor. Eine Auszählung der einzelnen Komponenten nach der Methode von KORDE (1961) wäre über den Rahmen dieser Arbeit hinausgegangen.

Abb.20: DÜMMER, Verbreitung und Mächtigkeit der schwarzen Mudde

Werte in Metern BL = Baggerloch

Maßstab 1,0 km

Die Verbreitung der schwarzen Mudde ist auf den westlichen Teil des rezenten Sees sowie einige etwas tiefere oder geschütztere Stellen im zentralen und östlichen Teil beschränkt (Abb.20).

Die größten Mächtigkeiten (über 4 m) finden sich in den durch Sandentnahme für den Deichbau entstandenen Übertiefen ("Baggerlöcher"), die inzwischen gänzlich mit Mudde aufgefüllt sind und sich somit als wirksame Sedimentfallen erwiesen haben.

Die größten "natürlichen" Mächtigkeiten liegen in unmittelbarer Nähe des Westufers. Hier zieht sich von der Huntemündung bis zur Nordbucht ein 50 - 250 m breiter Streifen entlang, in dem die Mudde bis über 0,5 m mächtig wird. Mit zunehmender Entfernung vom Ufer sinkt die Mächtigkeit, im Norden schnell, im Süden allmählich, auf weniger als 10 cm.

Das Alter der schwarzen Mudde kann aus Pollenanalysen auf nach 1850, dem Wiederanstieg der Kiefernpollen durch Aufforstungen festgelegt werden. Eine im Labor des NLfB durchgeführte $^{14}C$-Bestimmung ergab für den unteren Teil ein Alter von 1.495 $\pm$ 90 Jahren. Herr Dr. GEYH, unter dessen Leitung die Analyse ausgeführt wurde, gab folgende Interpretationen dieses Wertes: "Der Hartwassereffekt dürfte im Dümmer zwischen 1000 und 1300 Jahren betragen. Da bei einer 50 Jahre alten Probe auch der Industrieeffekt eingeht, ergibt sich für die untere Probe ein Zeitbereich ihrer Entstehung, der zwischen 50 und 100 Jahren liegen wird." Auch die Untersuchungen über die Entwicklung des Schilfgürtels unterstützen die Annahme, daß der Übergang von braunen zu schwarzen Mudden erst Ende des 19. bis Anfang des 20. Jahrhunderts stattgefunden hat.

Die Bildungsbedingungen der schwarzen Feindetritusmudden hängen weitgehend von anthropogenen Einflüssen ab, auf die im Kap. 4.3. näher eingegangen wird. Ihre vorzugsweise Ablagerung nahe am Westufer ist durch die vorherrschend westlichen Windrichtungen (s. Abb. 3 ) bedingt, die hier im Windschatten einen Stillwasserbereich bestehen lassen. Vor östlichen Winden wird diese Westuferzone durch die vorgelagerten Binseninseln geschützt und ist daher nur bei Ostwindwetterlagen im Frühjahr, vor der Entwicklung der Binseninseln, der Erosion und Umlagerung durch stärkere Wellen oder Strömungen ausgesetzt.

Gröbere Detritusmudden

Dunkelbraune bis grauschwarze Grobdetritusmudden sind an verschiedenen Stellen des limnischen Beckens angetroffen worden. Eine Abgrenzung von Bruchwald- oder Schilftorf ist mitunter kaum durchführbar, weil diese beiden Sedimente häufig im Überschwemmungsbereich gebildet werden und daher ebenfalls z.B. Algen oder Cladoceren führen können. Soweit die Mudde als solche identifiziert werden konnte, besteht sie überwiegend aus Pflanzenresten von Zentimeter bis Dezimeterlänge. Schilf-, Holz- und Blattreste in wechselnden Mengen sind erkennbar, und wenn die Mudden an sandige Ufer grenzen, finden sich z.T. Wechsellagerungen mit Algenmudden und stark sandigen Einschaltungen. Die Mächtigkeit ist allgemein gering (0,1 - 0,2 m).

Es handelt sich um Flachwasserbildungen, die etwa seit dem Boreal jeweils im unmittelbaren Uferbereich abgelagert worden sind, wie sich an verschiedenen Stellen des West- und Nordwest-, z.T. auch des Südufers nachweisen ließ. Erst im Boreal war vermutlich durch die allgemein dichte Vegetation und die Ausbildung von Schilfzonen ein größerer Anfall von Phanerogamendetritus zu verzeichnen, der im Uferbereich nicht mehr weitgehend zersetzt werden konnte. Auch im heutigen See ist der Anfall von Grobdetritus sehr hoch. Das Material wird am West- und Südufer nur in oder unmittelbar vor dem Schilfgürtel und am Ostufer sogar nur im landnahen hinteren Teil des Schilfgürtels oder in Buchten abgelagert.

In Analogie zu den heutigen Verhältnissen kann man annehmen, daß sich die Grobdetritusmudden als Uferbildung vor allem der schilfbestandenen Flächen von der postglazialen Wärmezeit bis heute gebildet haben.

Limnische Sande

Unter dieser Bezeichnung sind hellgraue oder hellgraubraune, oft gut sortierte Feinsande, seltener Mittel- und Grobsande zusammengefaßt. Sie treten teilweise in Wechsellagerung mit dunkelbraunen Detritus- oder Wurzelfilzlagen auf, oder zeigen einen diffus verteilten schwachen Muddegehalt, der ihnen die hellgraubraune Farbe verleiht. Die Sande sind im allgemeinen kalkfrei, nur die rezenten Seesande führen etwas fein zerriebenen Kalkschalendetritus. Insbesondere im Spätglazial sind kontinuierliche Übergänge

in die hellgraubraunen Mudden vorhanden. Daneben ist eine Abgrenzung gegen z.T. aus den östlichen Rand- und Flachwasserzonen nach Art der Lunetten (ausgewehter Flugsandbögen am Leeufer von Seen) ausgeblasenen Flugsande in der Umgebung des Sees oft unmöglich. Aus diesem Grund ist auch kaum eine Ostgrenze des limnischen Beckens zu erkennen, worauf später noch näher eingegangen wird.

Das Verbreitungsgebiet limnischer Sande reicht als allgemeine Uferfazies um das gesamte limnische Becken herum und ist besonders im Südwesten und Westen gegen ältere Mudden oder Torfe gut abzugrenzen. Ob die flachen Senken zwischen Lembruch und Wagenfeld ebenfalls noch zum sandigen Faziesbereich des Sees gehört haben, ist bisher nicht eindeutig geklärt, nach den Luftbilduntersuchungen aber sehr wahrscheinlich.

Die Mächtigkeit ist wegen der o.g. Schwierigkeiten ebenfalls nur für wenige Stellen im südwestlichen Randbereich und im Gr. Fladder und Oppendorfer Fledder genauer anzugeben, wo unter limnischen Sedimentationsbedingungen abgelagerte Sande über älteren Mudden bis zu 1 m Mächtigkeit erreichen.

Ein bestimmtes Alter kann den Sanden nicht zugesprochen werden, da sie sich vom Spätglazial bis heute gebildet haben können. Auf Grund der Verbreitung und der stratigraphischen Lage in zahlreichen Bohrprofilen kann man jedoch erkennen, daß nach einer Phase der Muddensedimentation im Alleröd die Sandfazies in der Jüngeren Tundrenzeit und im Präboreal weite Flächen des gesamten Beckens einnahm.

Die Bildungsbedingungen lassen sich also als litoral bis sublitoral charakterisieren. Die Sande sind im alten größeren See in Ufernähe (Bhrg. 309d, 330a, 343-45), oder an flachen, strömungsreichen Stellen, wie etwa zwischen der Sette und Mecklingen, oder zwischen Sandbrink + Burlage abgelagert worden.

Im Ostuferbereich des heutigen Sees werden trotz des hohen Nährstoffgehaltes des Wassers ebenfalls hellgraubraune, schwach muddige Sande gebildet, weil die geringe Tiefe sowie die Wellenexposition oxidierende Sedimentationsbedingungen schaffen und damit eine weitgehende Mineralisierung der organischen Reste bewirken und im übrigen der leichte organische Detritus auch durch Strömungen abtransportiert wird.

"Junge" Nieder- und Hochmoortorfe

Über den limnischen Sedimenten treten in den bereits verlandeten Gebieten Schilf-, Seggen- und Bruchwaldtorfe als Niedermoorbildungen sowie an einigen Stellen auch Hochmoortorfe auf. PFAFFENBERG (1964) hat die Torfe näher untersucht, so daß hier nur ein kurzer Überblick gegeben werden soll.

Schilftorfähnliche Bildungen waren außerhalb des rezenten Schilfgürtels nur an wenigen Stellen aufgrund des hohen Gehaltes vor allem an Rhizomen nachzuweisen. Sie sind schwarzbraun und zeigen noch wechselnden Muddegehalt und fließende Übergänge zu Seggentorf sowie zu Algen- und Grobdetritusmudde. Die Mächtigkeiten sind gering (0,1 - 0,3 m), da bei fortschreitender Verlandung ja die Seggen schnell nachrücken. Die ältesten derartigen Vorkommen sind nach der stratigraphischen Lage ins Boreal zu stellen und ihre Bildung dauert als Uferfazies bis heute an.

Seggentorfe sind sowohl über den Seeablagerungen als auch außerhalb des Seegebietes weit verbreitet. Sie sind dunkelbraun bis rötlichbraun und unterschiedlich stark zersetzt. Oft gehen die Algen- oder Feindetritusmudden ohne scharfe Grenze in die hangenden Seggentorfe über. Die Mächtigkeiten sind sehr unterschiedlich und können in Senken am Rand des limnischen Beckens mehr als 1,5 m betragen. Die Bildungszeit dieser Torfe reicht vom Spätglazial bis heute. Sofern es sich um braunmoosreiche Seggentorfe unter limnischen Sedimenten handelt, sind sie als "Alte" Torfe schon weiter oben behandelt. Rezent ist die Bildung von Seggentorfen in der Verlandungssukzession besonders am Westufer und im Gebiet der Burlager Bucht (Ompteda Kanal) zu beobachten. Der Torf bildet sich am Westufer landwärts vom Phragmitesgürtel und einer schmalen Glyceria-Zone, am Ostufer dagegen direkt hinter dem Phragmition.

Bruchwaldtorf ist im Dümmer-Becken ebenfalls weit verbreitet und folgt z.T. direkt, z.T. auch über Seggentorfen auf die limnischen Sedimente. Er greift noch weiter als der ältere Seggentorf auf die randlichen Flugsandvorkommen und Grundmoränenkuppen über. Nach den Pollenanalysen handelte es sich überwiegend um Erlenbruchwald, der sich seit dem Atlantikum in der Umgebung des Sees stark ausbreitete und bis zu 0,5 m mächtige Torfe hinterließ. Heute ist der Bruchwald bis auf das "Huntebruch" im Norden des

Sees und kleinere Flächen am Westufer (binnendeichs) abgeholzt, die Flächen sind drainiert und werden landwirtschaftlich genutzt.

Anmoorbildungen, graue bis schwarzgraue, stark humose Sande, treten allgemein an den Rändern der Niedermoore gegen die höheren Flugsand- und Grundmoränengebiete am Süd- und Westrand des Dümmer-Beckens auf. ROESCHMANN (1961) beschreibt ihre Art und Entstehung für das Gebiet nördlich von Hunteburg näher. Auch in den zahlreichen nassen Senken zwischen Lembruch, Diepholz und Wagenfeld, sowie in den dort an Hand der Luftbilder festgestellten ehemaligen Flußrinnen, sind anmoorige Bildungen weit verbreitet. Die Mächtigkeiten sind unterschiedlich (bis zu 1,0 m) und die Bildungszeit bisher nicht näher untersucht, da sie bis heute andauert. Die Bildungsbedingungen sind durch sehr hohe Lage des Grundwasserspiegels in diesen Gebieten charakterisiert, die nur eine unvollständige Zersetzung der von der Pflanzendecke gebildeten organischen Substanz zuläßt.

Hochmoortorfe sind im Dümmer-Becken auch heute noch sehr verbreitet. Wie in anderen Vorkommen Nordwestdeutschlands (s. OVERBECK u. SCHMITZ 1931) lassen sich älterer, dunkelbrauner, stärker zersetzter und jüngerer, heller brauner, schwächer zersetzter Moostorf unterscheiden, die durch den "Grenzhorizont" getrennt sind. Die Verbreitung ist durch Abtorfung stark reduziert worden. Nur an zwei Stellen sind Hochmoortorfe über limnischen Ablagerungen mit zwischengeschalteten Niedermoorbildungen noch heute erhalten: im Kemphauser und Hüder Moorkomplex im Südwesten und im Haverbeker Moor im Norden. Größere abgetorfte Flächen, die z. T. noch Niedermoor gewesen sind können, z. T. aber schon Übergangsmoor- bzw. Hochmoorcharakter gehabt haben werden, reichen auf der Westseite vom Bergfeiner Moor bis zum Dümmerlohauser Moor nach Süden. Außerdem finden sich abgetorfte Flächen im Ochsenmoor ( daraufhin heute Ochsenbruch genannt ) und Bürgermoor im Süden, sowie im Brockumer Becken, wo an der Landriede südlich Hagewede noch einige nicht abgetorfte Flächen erhalten sind, und ferner auch im Gr. Fladder und Oppendorfer Fledder. Auch die großen Moore außerhalb des limnischen Beckens, Diepholzer Moor, Geestmoor, Stemmer Moor und Schweger Großes Moor hatten, wie aus Meßtischblättern von 1895 und älteren Karten sowie aus Luftbildern zu entnehmen ist, z.T. weit größere Ausdehnung als heute.

Die Mächtigkeiten können im Kerngebiet der Hochmoore mehrere Meter betragen und liegen im allgemeinen zwischen 0,5 und 1,5 m.

Das Alter der Hochmoortorfe ist von PFAFFENBERG (1964) und SCHNEIDER (1955) untersucht worden. Nach den Pollenanalysen beginnt die Hochmoorbildung im Hüder Moor im Subboreal (Zone VIII nach FIRBAS, 1949) und würde unter natürlichen Bedingungen noch heute andauern.

Das Hüder Hochmoor bildet ein typisches Beispiel für das Endglied der Verlandungsfolge flacher Seen in Nordwestdeutschland (Verlandungsmoor), wie sie u.a. FIRBAS (1962) dargestellt hat.

3.1.4.1. Palynologische Untersuchungen

Die relativ kurze Einarbeitungszeit reichte leider nicht aus, um insbesondere die im Spätglazial häufig vorkommenden Kräuter Pollen im einzelnen zu bestimmen, so daß einige Arten (Thalictrum, Plantago major/media-Typ, Centrospermae, Filipendula, Dryas) in der Spalte "Varia" zusammengefaßt werden mußten. Außerdem muß angemerkt werden, daß sicherlich einige Doppelgänger als eine Art bestimmt wurden, so daß eigentlich besser "Artemisia-Typ" oder "Salix-Typ" und nicht Salix über der entsprechenden Spalte stehen müßte.

Bei Vergleichen zeigte sich jedoch, daß die Pollenspektren trotzdem mit anderen Profilen aus dem nordwestdeutschen Raum gut parallelisierbar sind und daher der Zweck der Analysen, eine stratigraphische Einordnung der einzelnen Muddehorizonte, voll erreicht worden ist. Außerdem erbrachten die Zählungen entscheidende Unterschiede zu den Analysen von PFAFFENBERG (1964), die weiter unten näher erläutert werden. Die Prozentwerte in den Darstellungen beziehen sich auf die Gesamtpollensumme einschl. Sumpf- und Wasserpflanzen, da letztere nur in Ausnahmefällen mehr als einige Prozent der Gesamtpollen ausmachten. Die Sporen wurden getrennt gezählt, aber ebenfalls in % der Gesamtpollen angegeben.

Auf die klima- und vegetationsgeschichtliche Deutung der Pollenanalysen wird im Zusammenhang mit der Entwicklungsgeschichte des Sees (Kap. 4.2.) näher eingegangen.

Aus Zeit-und Platzgründen konnte nur ein Teil der etwa 150 gezählten Pollenproben dargestellt werden, die übrigen Zähltabellen befinden sich im Archiv des NLfB. Für die einzelnen Klimaabschnitte werden die von BLYTT u. SERNANDER (s.HANSEN 1965) eingeführten Bezeichnungen in der von FIRBAS (1949) definierten zeitlichen Abgrenzung verwendet.

In das ausgehende Hochglazial bis frühe Spätglazial ist der untere Teil der Beckentone im Profil 335 einzustufen. Einige aus diesen Sedimenten untersuchten Pollenproben zeigten extreme Pollenarmut. In einer Probe aus 3,7 m Tiefe entfielen von 65 Gesamtpollen 40 auf Myriophyllum spic./vertic., weitere 12 auf Gramineen und Cyperaceen und nur 10 auf Baumpollen, darunter 6 Pinus-, 3 Betula- und 1 Salixpollen. In verschiedenen anderen Vorkommen weichselzeitlicher limnischer Sedimente, z.B. in den Niederlanden (ZAGWIJN + PAEPE 1968) und Dänemark (ANDERSEN 1965) prägten sich Phasen schwacher Erwärmung ebenfalls nur in einem Anstieg der Wasserpflanzenpollen aus. Es scheint hier ein ähnlich weit ins Spätglazial zurückreichendes Profil vorzuliegen, wie es MENKE (1968) aus Glüsing/Holstein beschrieben hat. Die limnische Schichtfolge reicht am Dümmer jedoch,von einigen Erosionslücken und einem kurzen Bruchwaldtorfstadium unterbrochen, bis ins Subatlantikum hinauf. Eine eingehende palynologische Bearbeitung dieses Profils war leider aus Zeitgründen im Rahmen vorliegender Arbeit nicht mehr möglich. Die Pollenspektren der übrigen bis ins Spätglazial zurückreichenden Bohrungen beginnen mit hohen Nichtbaumpollen-Werten (NBP) (Abb. 21 + 22 ), wobei die Summe der Cyperaceen und Gramineenpollen von 60 - 80 % reicht und die übrigen NBP einschl. Sumpf- und Wasserpflanzen mehr als 20 % ausmachen können. Die Abb. 21 +22b zeigen, daß die meisten für das frühe Spätglazial charakteristischen Pollen vorhanden sind, von denen einige aus o.g. Gründen unter Varia eingestuft werden mußten. Wie Abb.21 zeigt, überwiegt in den untersten Proben bei den Baumpollen (BP) zunächst Salix (Weide), weiter oben dann Betula (Birke). Bei den Weiden herrschen relativ grobnetzige rundliche Pollentypen vor, und bei den Birken stellen die kleinen coryloiden Pollen-Typen von Betula nana einen erheblichen Anteil.

Unter den Nichtbaumpollen erreicht Artemisia (Beifuß) bis 5 % und auf Gramineen (Süßgräser) entfallen 10 - 20 %, während die

Abb.21: Pollendiagramm der Kernbohrung 230. Alle Werte in % der Gesamtpollensumme (o.Sporen)
Pollenzonen n. FIRBAS (1949)
Pollensumme
Totaldiagramm
Pinus
Betula
Salix
Corylus
Eichenmischwald
Alnus
Fagus
übrige NBP
Picea
Tilia
Ulmus
Fraxinus
Quercus
Juniperus-Typ
Ericaceae
Empetraceae
Artemisia
Umbelliferae
sonst. Compositae
Rubiaceae
Helianthemum
Hippophaë
Rumex
Centaurea cyan.
Secale-Typ
Menyanthes
Myriophyllum spec.
Varia
Selaginella selag.
Polypodiaceae
Glühverlustdiagramm
(Summendiagramm)
organ. Substanz
Kalkgehalt
minerogene Substanz
(incl. Bodenwasser)

Polyp. >100%
Polypr. 200%
Polypodiaceae
Selaginella
Varia
Rotamogeton
Myriophyllum
Menyanthes
Typha-Rt.reden
Sparganium
Seccale-Typ
Centaurea cyan.
Rumex
Hippophaeg
Helianthemum
Rubiaceae
sonstCompositae
Umbelliferae
Artemisia
Empetraceae
Ericaceae
Juniperus-Typ
Quercus
Fraxinus
Ulmus
Tilia
Picea
Pollendiagramm der Bohrungen 320 u.482g
Polienzonen n. RRBAS (1949)
320 f
482 g
Meter
1.5
0.5

Cyperaceen (Sauergräser) 40 - 60 %, in Torfen sogar bis 80 % der Gesamtpollen ausmachen.

Eine Untergliederung der Pollenzone I (n. FIRBAS 1949) in die Abschnitte a, b und c erscheint durch die Abnahme der NBP, vor allem der Gräser, bei ca. 3,0 m und durch ihren Wiederanstieg um 10 % bei 2,7 m gegeben. Daneben erscheint diese Deutung aufgrund der Veränderungen im Sedimentcharakter angezeigt: Bei etwa 3,0 m ist ein starker Anstieg sowohl der organ. Substanz als auch des Kalkgehaltes zu beobachten, der in der hangenden, als Ic bezeichneten, schluffig-sandigen Wechselfolge wieder erheblich zurückgeht. Ein ähnlicher Wechsel des Sedimentchemismus ist nach KSQZKIEWICZ et al. (1968) in limnischen Ablagerungen in Polen zu beobachten. Möglicherweise deutet sich auch in der kontinuierlichen Abnahme der Pinusprozente ein Anstieg der lokalen Pollenproduktion an, der den Anteil des Ferneinfluges (Pinus) in der etwas wärmeren Bölling-Phase zurückdrängt. In der darüberliegenden sandigen Wechselfolge erreichen die Pollen vom Juniperus-Typ ihr Maximum, ähnlich wie in einem von BEHRE (1966) aus Ostfriesland beschriebenen Profil. Das Maximum liegt am Dümmer jedoch nicht am Beginn von Ic, wie v.d. HAMMEN (1951) bei Untersuchungen in den Niederlanden feststellte, sondern am Übergang zum Alleröd Interstadial und entspricht damit mehr einer von IVERSEN (1960) für Dänemark aufgestellten Pollenabfolge. Bei dem als Juniperus-Typ bezeichneten Pollen kann es sich z.T. auch um Populus tremula (Zitterpappel, Espe) handeln, die im frühen Alleröd sowohl in Polen (RALSKA-JASIEWICZOWA, 1969) als auch in Dänemark (HANSEN 1965) vorkommt.

Das Alleröd beginnt mit einem kräftigen Anstieg der Betula-Werte bis auf über 50 % und einem ebenso markanten Rückgang der Gräserpollen. Die Artemisia-Werte steigen zunächst noch einmal etwas an, desgleichen die Salix-Werte, während Pinus im unteren Teil des Horizonts bei weniger als 10 % bleibt.

Die für Zone I charakteristischen Pollen von Hippophaë (Sanddorn), Helianthemum (Sonnenröschen) und Rubiaceen gehen zurück. Mit dem Kiefernanstieg (IIb) sinkt der Anteil der NBP und insbesondere der Kräuterpollen weiter ab und erreicht nur noch etwa 20 % der Gesamtpollen. Nur in wenigen Pollenproben (Bhrg. 395) übersteigen die Kiefernwerte im oberen Alleröd diejenigen der Birken, was möglicherweise auf trockenere Standorte

(Flugsand u. Dünen) in der Umgebung der genannten Bohrung zurückgeführt werden kann. Eine kältere Mittelphase im Alleröd, wie sie aus Dänemark bekannt ist (HANSEN 1965), war bei dem relativ großen Probenabstand nicht nachzuweisen.

Während also in Ostfriesland Betula auch in IIb dominiert, stellt Pinus am Dümmer lokal bereits den höheren Pollenanteil und leitet damit zu den südöstlicheren Vorkommen mit Pinusdominanz über (Seck-Bruch, DIETZ et al. 1958; Lutteranger, STEINBERG 1944).

Die Jüngere Tundrenzeit (III n. FIRBAS) zeichnet sich durch einen scharfen Pinus-Rückgang, z.T. bis auf etwa 10 % aus, während Betula zwischen 40 u. 50 % schwankt und Salix wiederum gut 5 % erreicht. Die NBP steigen nochmals auf 40 % an, wobei die Gräser 25 - 35 % und die Kräuter 10 - 15 % erreichen. Unter letzteren bildet Artemisia mit 3 - 5 % erneut einen Gipfel und Empetrum (Krähenbeere) erreicht mit 2 - 3 % in dieser Zeit auch am Dümmer die Maximalverbreitung. Die Empetrum-Werte vermitteln wiederum zwischen den von BEHRE (1966) im ostfriesischen Küstengebiet gefundenen 15 % und den von DIETZ et al. (1958) im Seck-Bruch bei Hannover festgestellten 0,4 %. Auch einige andere Pollen- und Sporentypen des früheren Spätglazials treten in der Jüngeren Tundrenzeit erneut auf: Juniperus, Umbelliferae, Centrospermae, Selaginella u.a.

Der Horizont der Jüngeren Tundrenzeit liegt im Profil 230 (Abb. 21) wahrscheinlich in reduzierter Mächtigkeit vor. Nach der lithostratigraphischen Deutung der Bohrergebnisse findet sich im Großen Fladder, einem östlichen Nebenbecken, eine vermutlich vollständigere Abfolge aus diesem Zeitabschnitt.

Im Präboreal (IV u. FIRBAS, Beginn des Postglazials) erfolgt ein schneller Anstieg der Betula-Werte auf 60 - 80 %, während Pinus von zunächst gut 10 % nur allmählich zunimmt und Betula erst im obersten Teil mit Werten von 50 - 60 (max. 78 %) überflügelt. Salix kann an der Basis noch mit 2 - 6 % vertreten sein, nimmt dann aber auf verschwindend geringe Anteile ab. Die Nichtbaumpollen sinken mit der Waldausbreitung schnell auf etwa 10 % und Artemisia, Umbelliferen, Empetrum u.a. spätglaziale Pollentypen treten nur vereinzelt noch etwa bis zum Einsetzen des Eichenmischwaldes auf. Einige Schwankungen der Pinus- und Betulaanteile waren in Stichprobenzählungen der Bohrung 395 zu beob-

achten. Ob es sich dabei um klimabedingte Vegetationsänderungen handelt, wie sie BEHRE (1966) als "Frieslandschwankung" beschrieben hat, müßte durch dichtere Probenabstände und höhere Auszählsummen an diesem Profil festgestellt werden können, weil hier die präborealen Sedimente mit 0,6 m besonders mächtig entwickelt sind.

Das Boreal (V n. FIRBAS) beginnt mit der allmählichen Ausbreitung der Eichenmischwaldbäume und dem Anstieg der Haselwerte (Corylus). Besonders kennzeichnend für diesen Klimaabschnitt ist eine extreme Armut an Nichtbaumpollen: sie machen kaum 5 % aus (Abb.21). Im unteren Teil finden sich erst sehr wenig (oder noch keine) Pollen von Quercus (Eiche), Ulmus (Ulme), Tilia (Linde) und Fraxinus (Esche), die man als Eichenmischwald (EMW) zusammenfaßt. Unter den Nichtbaumpollen treten nur noch wenige der spätglazialen Kräuter auf. Die Coryluswerte liegen unten (Va) zwischen 10 und 20 % und steigen erst im oberen Teil der borealen Sedimente (Vb), bei EMW-Anteilen von 5 - 10 %, auf mehr als 40 % an. Bezieht man die Corylusprozente im alten v. POST'schen Sinne auf die Summe der Baumpollen ohne Corylus, so ergeben sich Werte bis 85 %.

Der Eichenmischwald beginnt mit einem relativ hohen Ulmenanteil, bis 3,6 %, und in einer Reihe von Proben waren mehr Ulmen- als Eichenpollen enthalten. Ähnliche Verhältnisse zeigt die Darstellung von IVERSEN (1960) aus Dänemark sowie diejenige von BEHRE (1966) aus Ostfriesland.

Die Betula-Werte sinken von 20 - 30 % im unteren Teil auf 10 - 15 % im oberen Teil ab, und Pinus, mit zunächst 50 - 60, lokal fast 80 %, nimmt zum hangenden Teil ebenfalls auf 30 % ab. Dagegen kommen oben in einzelnen Profilen bereits Tilia und auch Alnus (Erle) hinzu. Bei den insgesamt sehr seltenen NBP werden die Kräuter von Sumpf- und Wasserpflanzen abgelöst (Typha, Sparganium u.a.).

Im Atlantikum setzt die starke Ausbreitung von Alnus ein, deren Anteil in einigen Proben bis zu 55 % und in Bruchwaldtorfen vermutlich z.T. durch Zersetzungsauslese sogar bis 70 % erreicht. Die EMW-Prozente liegen im unteren Teil bei etwa 10 und steigen nach oben bis fast auf 20, wobei Ulmus 3 - 6 % ausmacht. Die Pinus-Werte schwanken in den älteren Proben zwischen 20 und 30 % und sinken im jüngeren Teil unter 15 %, Betula nimmt in gleicher

1) Mudde-

Weise von 10 auf 5 - 7 % ab. Im obersten Teil treten sehr vereinzelt bereits Fagus-(Rotbuchen) Pollen auf. Die Nichtbaumpollen machen allgemein weniger als 5 % aus. Vereinzelt fanden sich Pollen von Hedera (Efeu) und Viscum (Mistel). Eine Abgrenzung der nächst jüngeren Pollenzonen ist an Hand der bisher durchgeführten Analysen etwas unsicher, weil die Profile durch starke Wasserspiegelschwankungen lückenhaft sind. Es wird jedoch angenommen, daß es sich bei der Feindetritusmudde im Profil 320f (Abb. 22) im oberen Teil bereits um Subboreal handelt. Die Ulmus-Werte liegen in älteren, sicher atlantischen Muddeproben bei 3 - 6 %, während sie in dieser Folge und anderen jüngeren Proben oft unter 2% bleiben, Fraxinus (Esche) und z.T. auch Tilia dagegen etwas zunehmen. Der Fraxinus- und Tilia-Anstieg bei 1,1 m im Profil 320 ist möglicherweise mit einem von H. MÜLLER (1970) im oberen Subboreal des Otterstedter Sees bei Bremen festgestellten Spektrum zu vergleichen.

Nach dem von H. MÜLLER (1969) für das Südwestufer des Steinhuder Meeres aufgestellten Ablagerungsschema müßten am Westufer des Dümmers Spezialuntersuchungen mit einer dichten Bohrfolge und geringem Vertikalabstand der Pollenproben durchgeführt werden, um die Spektren der im Sinne von LÜTTIG (1960) "jungholozänen" Pollenzonen, im Anschluß an das bereits unter diesem Gesichtspunkt ausgewählte Profil 320f, genauer nachzuweisen und zu verfolgen.

Die als älteres Subatlantikum einzustufenden, weit verbreiteten diatomeenreichen Feindetritusmudden weisen vor allem höhere Fagus-Werte auf (3 - 7 %). Daneben nehmen die NBP mit 7 - 10 % wieder etwas zu, wobei außer den Sumpf- und Wasserpflanzen vermutlich durch Siedlungseinflüsse auch die Kräuter (u.a. Plantago lanceolata) wieder etwas häufiger auftreten. Alnus kann an der Basis noch bis zu 50 % erreichen, sinkt aber nach oben dann auf etwa 30 % ab. Die EMW-Anteile liegen ebenso wie Pinus bei etwa 10 % und Corylus schwankt zwischen 10 und 15 %.

In einigen Proben aus dem unteren Teil des jüngeren Subatlantikums (dkl.braune Mudde) fallen Ericaceen-Werte von 6 - 9 % auf, ähnlich wie GRAHLE + MÜLLER (1967) in jungen Sedimenten des Zwischenahner Meeres nachgewiesen haben, und in diesem Zusammenhang erfolgt allgemein ein Anstieg der NBP auf 10 - 20 %. Die Fagus-Werte fallen dagegen wieder auf etwa 2 %.

An der Basis der rezenten schwarzen Mudde erreichen die Nichtbaumpollen bereits 22 - 27 %, darunter Pollen vom Secale-Typ 1,3 - 2,7 % und P. lanceolata bis zu 1,7 %. Der Anteil der BP nimmt zur Sedimentoberfläche noch weiter ab: Pinus stellt 15 %, Alnus 8 %, Betula 12 % und Corylus 4 %, während der EMW etwa 10 % der Gesamtpollen ausmacht. Diese Veränderungen gegenüber den älteren Proben sind wahrscheinlich auf weitgehende Abholzung der Erlenbrüche in der Umgebung des Sees und auf die Besiedlung der drainierten Hochmoore durch Birken zurückzuführen.

Im Vergleich mit den Untersuchungen von PFAFFENBERG (1964) ergaben die Pollenanalysen für das Postglazial - bis auf den Nachweis des früheren Einsetzens der Buchenpollen - zahlreiche Übereinstimmungen. Im Spätglazial stellten sich dagegen starke Differenzen heraus, aufgrund derer eine Reihe seiner Pollenprofile (z.B. 311, 391, 393) neu gedeutet werden müssen. Einer der Hauptgründe für die Unterschiede ist wahrscheinlich darin zu sehen, daß PFAFFENBERG (1964), der zu Hause gearbeitet hat, nach einer Auskunft von Herrn Dr. H. MÜLLER (BfB), keine oder nur eine sehr unvollständige Flußsäure-Aufbereitung seiner Proben durchführen konnte. Er hat daher wahrscheinlich die Pollen der spätglazialen, mineralreichen Sedimente nicht genügend anreichern können, um in angemessener Zeit die für ein statistisch ausreichend gesichertes Spektrum notwendige Grundsumme auszuzählen und möglicherweise seine Interpretation auf zu geringe Pollenmengen gestützt. Im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen benötigte der Verfasser trotz HF-aufbereiteter Proben für das Zählen von 200 Gesamtpollen in einer Probe aus der Jüngeren Tundrenzeit etwa 6 Std., gegenüber 1 Std. für postglaziale Proben. PFAFFENBERG (1964) muß darüber hinaus einige Betula-Typen (z.B. B. nana) als Corylus bestimmt und in älteren Spätglazialproben einen großen Teil der Cyperaceen-Pollen übersehen haben, so daß er Alleröd und Präboreal (als Präboreal) verbunden hat, bzw. wenn das Präboreal ausfiel (Schichtlücke), die Sedimente der Jüngeren Tundrenzeit dafür hielt und dann allgemein die Pollenzone I als III einstufte.

Die im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen durchgeführten Pollenanalysen ergaben in guter Übereinstimmung mit zahlreichen Arbeiten aus dem NW-deutschen Raum (u.a. BEHRE (1966), H. MÜLLER 1967, 1969, 1970, DIETZ et al. 1958) eine Pollenabfolge, in der

sich vom ausgehenden Hochglazial ab sämtliche klimatischen Schwankungen erkennen lassen. Diese neuen Ergebnisse der Pollenuntersuchungen im Dümmer-Becken sind nur als erste Übersicht zu nehmen. Sie zeigen jedoch, daß es sich um ein lohnendes Gebiet für palynologische Untersuchungen besonders des Spätglazials handelt - was bisher wegen der geringen Tiefe des Sees und der mangelhaften Kenntnis der Sedimentverteilungen und -mächtigkeiten nicht vermutet worden war.

3.1.4.2. Sedimentologische Untersuchungen (älterer Sedimente)

Zur Charakterisierung der Sedimentationsbedingungen im Dümmer wurden an einer Reihe von Proben Korngrößenuntersuchungen durchgeführt. Es erschien am sinnvollsten, zunächst die rezenten Sedimente zu analysieren (s. Kap. 3.2.4.) und nach der Kartierung der älteren limnischen Ablagerungen deren sedimentologische Merkmale mit den rezenten Verhältnissen zu vergleichen, um aus den Unterschieden oder Ähnlichkeiten die Sedimentationsverhältnisse früherer Entwicklungsstadien des Sees rekonstruieren zu können. Leider war es aus verschiedenen Gründen nicht möglich, die Untersuchungen für die einzelnen Sedimenteinheiten derartig umfassend durchzuführen. Da infolge der geringen Wassertiefe des Dümmers die Profile an den verschiedenen Entnahmepunkten in unterschiedlichen Niveaus lückenhaft sind, hätten nahezu für jede Probe Pollenanalysen durchgeführt werden müssen, um Gleichaltrigkeit der oft ähnlich aussehenden Sedimente zu garantieren. Hierzu bestand zeitlich nicht die Möglichkeit, so daß nur die Bohrung 335 und wenige andere Proben sedimentologisch untersucht werden konnten. Die Darstellung der Analysenergebnisse erfolgte in Form von Kornsummenkurven, weil diese Methode neben dem Vorteil der Darstellbarkeit zahlreicher Einzelproben in einem Diagramm auch die graphische Ermittlung weiterer kennzeichnender Größen erlaubt (Medianwert, Quartile). Die zur Berechnung des Sortierungskoeffizienten $So = \frac{Q3}{Q1}$ (TRASK 1932) notwendigen Quartile oder Viertelgewichtsdurchmesser können aus den Summenkurven als Durchmesser bei 25 % ($Q_1$) bzw. 75 % ($Q_3$) abgelesen werden und der Medianwert als Durchmesser bei 50 %.

Im Zusammenhang mit den fluviatilen und limnischen Ablagerungen wurden auch 2 Geschiebelehmproben aus der saalezeitlichen Grund-

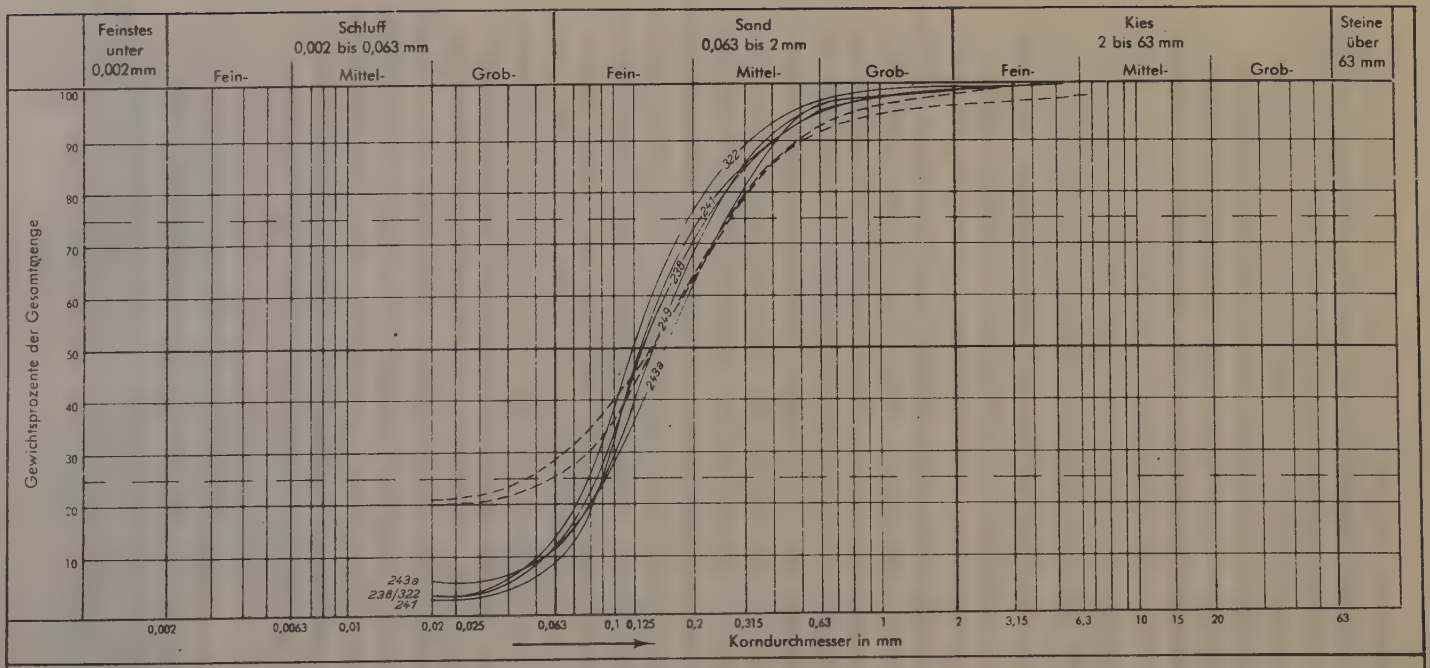



Abb. 23: Kornsummenkurven einiger Proben des weichselzeitlichen Basissandes im DÜMMER-BECKEN

Medianwerte im Feinsand Sortierungswerte: 1,53 - 1,67

------ Geschiebelehmproben

moräne analysiert, weil ein großer Teil des minerogenen Materials der jüngeren Sedimente aus aufgearbeitetem Geschiebelehm stammen muß, der in der Umrandung des Sees an zahlreichen Stellen ansteht. Die Ergebnisse dieser Analysen sind zum Vergleich in Abb. 23 mit eingetragen.

Der flache Anstieg der Kornsummenkurven weist sie als schlecht sortierte Sedimente aus. Das für Geschiebelehm typische breite Korngrößenspektrum reicht vom Ton bis zum Mittelkies mit Schwerpunkt im Feinsand (35 %). Das ebenfalls vorhandene gröbere Material (bis Kubikmetergröße) wurde bei der geringen Probenmenge nicht mit erfaßt. Die Sortierungswerte liegen bei 2,2 - 2,4, die Medianwerte bei 0,145 mm, im oberen Feinsandbereich. Außerdem zeigt die Abbildung einige Kornsummenkurven von Proben des Basissandes, deren Medianwerte im gleichen Feinsandbereich liegen, deren Sortierungswerte sich mit 1,3 - 1,7 jedoch deutlich vom Geschiebelehm unterscheiden, was bei letzterem im flacheren Kurvenanstieg zum Ausdruck kommt. Daraus ergibt sich, daß zwar die Medianwerte beider Sedimente gleich sein können, die Sande aber ein viel schmaleres Kornverteilungsspektrum aufweisen als der Geschiebelehm. Eine Kornverteilungskurve (geglättetes Histogramm) würde diese Verhältnisse klarer zeigen als eine Summenkurve, aus o.g. Gründen wurde jedoch die letztere Darstellungsmethode vorgezogen.

Nach der Einteilung von SINDOWSKI (1961) sind die Geschiebelehmproben mäßig sortiert und wären nach KIVEKÄS (1946) als schluffig bis sandige Geschiebelehme zu bezeichnen. Der Sortierungskoeffizient des Basissandes liegt mit 1,3 - 1,7 an der Grenze zum gut sortierten Bereich. Nach LEMCKE et al. (1953) finden sich derartige Werte in unregulierten Flüssen. Nach dem Verlauf der Summenkurven ist gut vorstellbar, daß der Basissand durch fluviatile Aufarbeitung und Umlagerung des Geschiebelehms entstanden ist, wobei sich das Feinmaterial als Beckenton und -schluff in kleinen und größeren Senken ablagerte.

In Abb. 24 sind einige Summenkurven von Proben limnischer Ablagerungen aus verschiedenen älteren Seestadien dargestellt. Bei den Untersuchungen ist stets nur der minerogene Anteil einschließlich der Diatomeen erfaßt, während Karbonat und organ. Substanz vorher herausgelöst wurden.

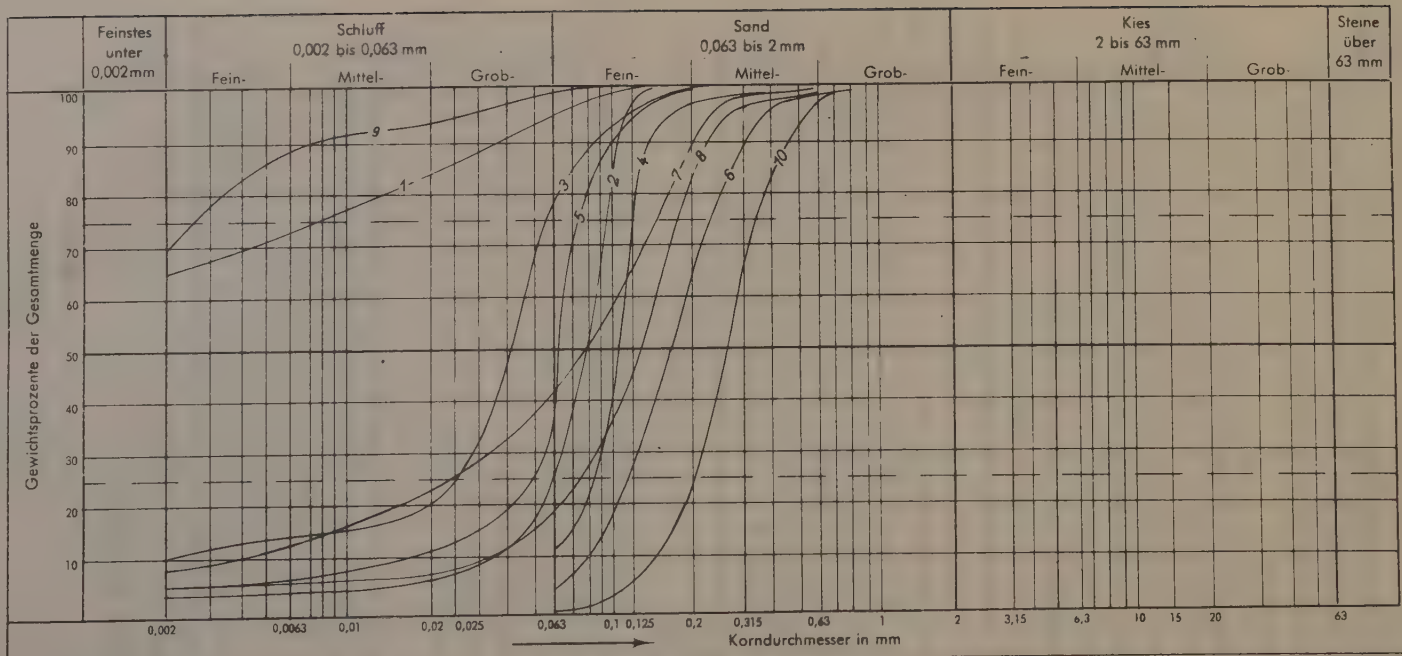



Abb.24 : Kornsummenkurven älterer limnischer Sedimente aus dem DÜMMER (mineral. Anteil + Diatomeen)

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | *Bhrg.* | *335a* | *Spätglazial, Beckenton* | 6 | *Bhrg.* | *335a* | *Jüngere Tundrenzeit, Sandmudde* |
| 2 | " | " | " *Feinsandlage* | 7 | " | *322b* | " " " |
| 3 | " | " | " *Schlufflage* | 8 | " | *282b* | *Subatlantikum (expon. Lage), Feindetritusmudde* |
| 4 | " | " | " *(Alleröd) Kalkmudde* | 9 | " | *335a* | *Subatlantikum (geschützte Lage,) Feindetritusmudde* |
| 5 | " | *33a* | " " " | 10 | " | *262* | *Boreal, Strandsand* |

Probe 1/335 stammt aus spätweichselzeitlichem Beckenton. Wie mikroskopische Untersuchungen zeigten, fällt der Diatomeengehalt bei diesen Tonen noch kaum ins Gewicht. Probe 2/335 gibt die Korngrößen einer Feinsandlage im unteren Teil dieser Beckentone wieder und zeigt mit So = 1,2 eine gute bis sehr gute Sortierung. Probe 3/335 stammt aus einer etwas mächtigeren Sandlage aus dem oberen Teil der Tonfolge und ist bei einem Medianwert von 0,3 mm nur mäßig sortiert (So = 1,6). Die Kornverteilung der ersten dieser 3 Proben spricht für ruhige Sedimentation in tieferem Wasser, die beiden anderen für etwas turbulenteres Sedimentationsmilieu in flacherem Wasser, woraus auf eine tiefere Lage des Seewasserspiegels geschlossen werden kann. Die Proben 4/335 und 5/33a zeigen die Korngrößen allerödzeitlicher schluffig-sandiger Mudden. Beide sind - bei unterschiedlichen Medianwerten - annähernd gleich gut sortiert. Die beiden sehr unterschiedlichen Kurven 6/335 und 7/322b stammen von Sedimenten aus der Jüngeren Tundrenzeit, wobei der 2. Bohrpunkt etwa 2 km näher am damaligen Westufer des Sees gelegen hat als der Punkt 335. Die Kurven 8/282b und 9/335 weichen noch mehr voneinander ab, obwohl beide Proben aus dem Subatlantikum stammen. Die Bohrung 282b liegt rund 2 km südlich des anderen Profils (inmitten des rezenten Sees) und somit in exponierterer Lage als 335, deren Sediment sich relativ nahe am damaligen Westufer gebildet hat.

Die Proben 9/335 und 1/335 zeigen eine sehr ähnliche Kornzusammensetzung. Bei letzterer Probe ist jedoch der hohe Anteil der feinen Fraktionen - wie auch in den Proben der Sedimente am heutigen Westufer (Abb. 33) - auf sehr hohen Diatomeengehalt zurückzuführen, während er in der Probe 1 auf echte minerogene Substanzen (Ton und Schluff) zurückgeht.

Probe 10/262 stammt aus dem sandigen Ostufer-Faziesbereich des borealen Seestadiums westlich von Haßlinge (südl. Hauptbecken) und zeigt trotz höherer Korngröße (md = 0,26 mm) mit So = 1,3 eine gute Sortierung. Vergleicht man die Korngrößenzusammensetzung der älteren limnischen Sedimente mit den heutigen Seeablagerungen, so zeigt sich, daß die Kurven 1 und 9 dem Westuferbereich entsprechen, wobei jedoch der hohe Tongehalt die Probe 1 deutlich von allen späteren Sedimentationsverhältnissen abhebt. Derartige kalkige Tone und Schluffe scheinen sich im

Spätglazial - im Gegensatz zu den heutigen Verhältnissen im mitteleuropäischen Flachland - auch in zahlreichen kleineren Becken gebildet zu haben (MENKE 1968; KSIQZKIEWICZ et al. 1968). Soweit sie noch bestehen, wird dort heute überwiegend organisches Material abgelagert. Im ausgehenden Hochglazial und Spätglazial wurden also im Dümmer vorwiegend allochthone minerogene Substanzen abgelagert, während im Postglazial, bei geschlossener Vegetationsdecke und daher geringerer Einschwemmung von außen, eine überwiegend autochthone Sedimentation mit hohem Anteil von organischem Material und zeitweilig auch von Kalk vorherrschte.

Der größte Teil der übrigen Proben entspricht im Vergleich mit den heutigen Verhältnissen im Dümmer dem feinsandigen Faziesbereich, der auch im jetzigen See die größte Verbreitung hat. Korngrößen- und -verteilungscharakteristika des sublitoralen und litoralen Sedimenttypus sind in Probe 10 erkennbar. Wie ein Kurvenvergleich zeigt, entspricht ihre Zusammensetzung weitestgehend den heute im exponierten Ostuferbereich abgelagerten gut sortierten limnischen Sanden. Die vom Spätglazial bis ins frühe Boreal ebenfalls sandigen Litoralzonen des Süd- und Westufers konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr sedimentologisch untersucht werden. Insgesamt ergeben die Korngrößenanalysen - bei Kenntnis der heutigen Sedimentationsverhältnisse - gute Hinweise auf den Grad der Exponiertheit des Ablagerungsortes eines Sediments, so daß z.B. im Profil 335 mehrere tiefere und seichtere Phasen der Seeentwicklung unterschieden werden können, die durch feineres Korn und schlechtere, bzw. gröberes Korn und bessere Sortierung gekennzeichnet sind.

### 3.1.4.3. Chemische Untersuchungen älterer limnischer Sedimente

Die vermutlich älteste chemische Analyse von Dümmer-Sedimenten stammt nach einem Zitat bei BORCHERDING (1885) aus dem Jahre 1868 und wurde "von Dr. EICKHORN in Berlin" ausgeführt. Sie ergab:

| | |
|---|---|
| 63 % | Wasser |
| 8,77 % | organ. Substanz |
| 27,93 % | Asche (d.h. vermutlich Glührückstand) |

Da die Asche zur Hälfte aus "Kalkerde" (wohl CaO) bestand und in den "Notizen etc. ca. (1885) von Kalk und viel Pinuspollen in der Probe gesprochen wird, ist anzunehmen, daß es sich um boreale Kalkmudde handelte. PFAFFENBERG u. DIENEMANN (1964) erläutern

in ihrer Veröffentlichung ebenfalls einige Analysenergebnisse. Das Material ist jedoch nicht systematisch entnommen und die Analysen haben mehr Stichprobencharakter. Im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen konnten an einigen Bohrprofilen (Sedimentkernen der Bhrgn.: 230s, 311aL, 335aL, 395aL) Glühverlustbestimmungen der Muddehorizonte und einiger Torfproben durchgeführt werden. Die Bohrpunkte 230 und 311 befinden sich im Südwesten und die Bhrg. 335 im Norden des Hauptbeckens, während die Bhrg. 395 im Südosten im Brockumer Nebenbecken liegt. Die Bohrungen 335 und 230 reichen stratigraphisch bis ins früheste Spätglazial zurück, die beiden anderen nur bis ins Alleröd, wobei die basale Schlufflage in 395 vermutlich ebenfalls älter ist. An einigen Proben wurden die Gehalte an Fe, Ca, $P_2O_5$ und gesamt-S analytisch nach anderen Laborverfahren (s. Kap.3.1.1) bestimmt.

Die Ergebnisse dieser stratigraphisch-chemischen Untersuchungen zeigen die Abb.25 + 26. Die Abb. 25 enthält in der 1. Spalte die Werte der in diesem Zusammenhang dargestellten Festigkeitsmessungen mit einem Kegelfallgewicht (100 g). Die Kurve zeigt, daß die Eindringtiefe in den Tonlagen des unteren Teils (bei ca. 40 % Wassergeh.) etwa 3 - 3,5 mm beträgt, in den Sand- und Schlufflagen dagegen nur 1,5 - 2. Sie steigt in den postglazialen Kalkmudden bis auf über 4 und sinkt in den oberen, relativ trockenen (landwirtschaftl. Drainage) Diatomeen-Feindetritusmudden bis auf 1. Die Festigkeit steigt also einerseits mit zunehmender Korngröße und andererseits - bei gleichmäßig feinkörnigen Sedimenten mit sinkendem Wassergehalt an. Bei den jungen, weniger entwässerten und verfestigten subatlantischen Feindetritusmudden war die Eindringtiefe des Kegels noch bedeutend höher. Die weiteren Zusammenhänge zwischen den die Festigkeit bedingenden Komponenten konnten nicht näher untersucht werden.

Die Wassergehalte der verschiedenen Sedimente reichen von etwa 30 % in den Sandlagen der spätglazialen Wechselfolgen bis über 80 % in den postglazialen elastischen Kalkmudden und den überlagernden Torfen.

Der Gehalt organischer Substanz liegt in den spätglazialen Tonen (Tonmudden) um oder unter 5 % und steigt in einer kalkreicheren Partie (vermutl. Bölling-Interstadial) der Bohrung 230 bis auf fast 10 %, sinkt in der hangenden sandigen Wechselfolge

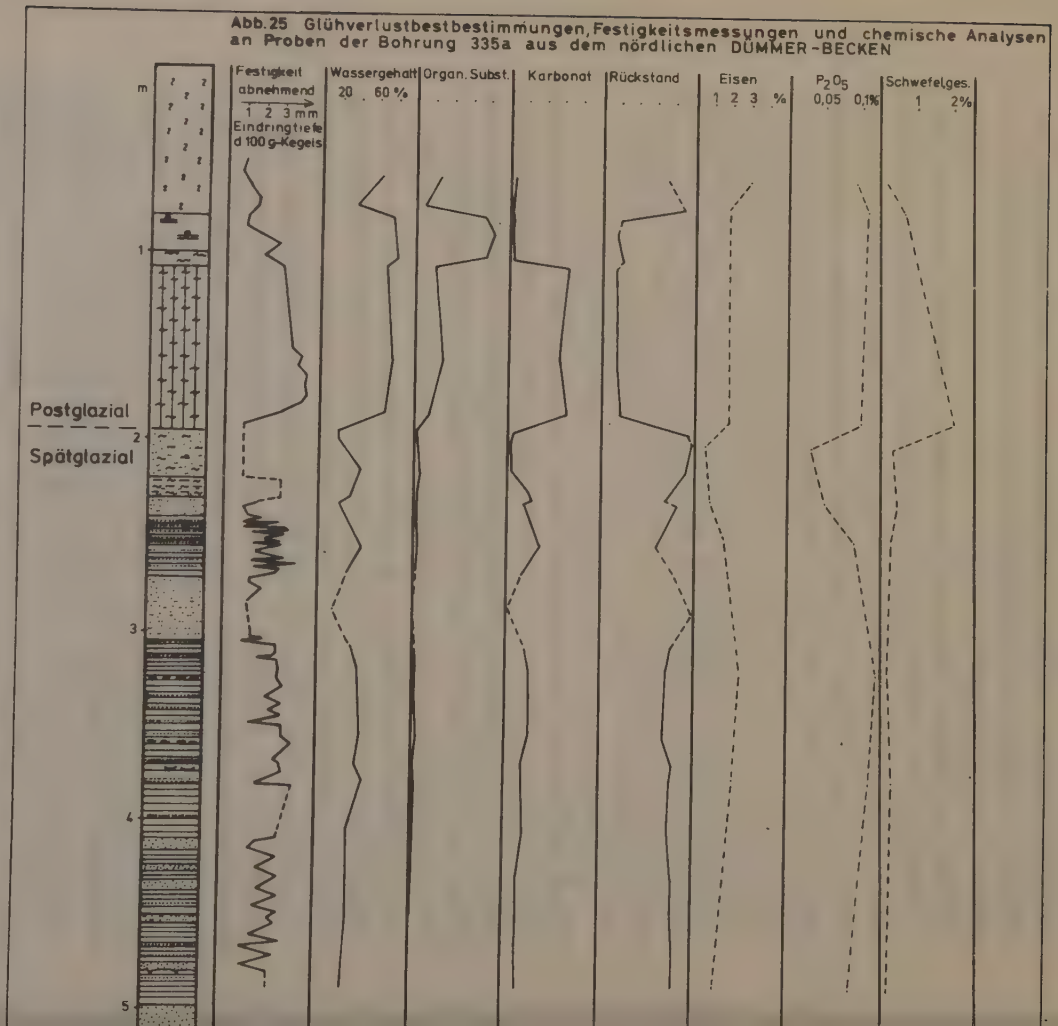


Abb. 25 Glühverlustbestbestimmungen, Festigkeitsmessungen und chemische Analysen an Proben der Bohrung 335a aus dem nördlichen DÜMMER-BECKEN
m
Festigkeit abnehmend
1 2 3 mm Eindringtiefe d 100 g-Kegels
Wassergehalt
20 . 60 %
Organ. Subst.
Karbonat
Rückstand
Eisen
1 2 3 %
$P_2O_5$
0,05 0,1%
Schwefelges.
1 2%
Postglazial
Spätglazial
1
2
3
4
5

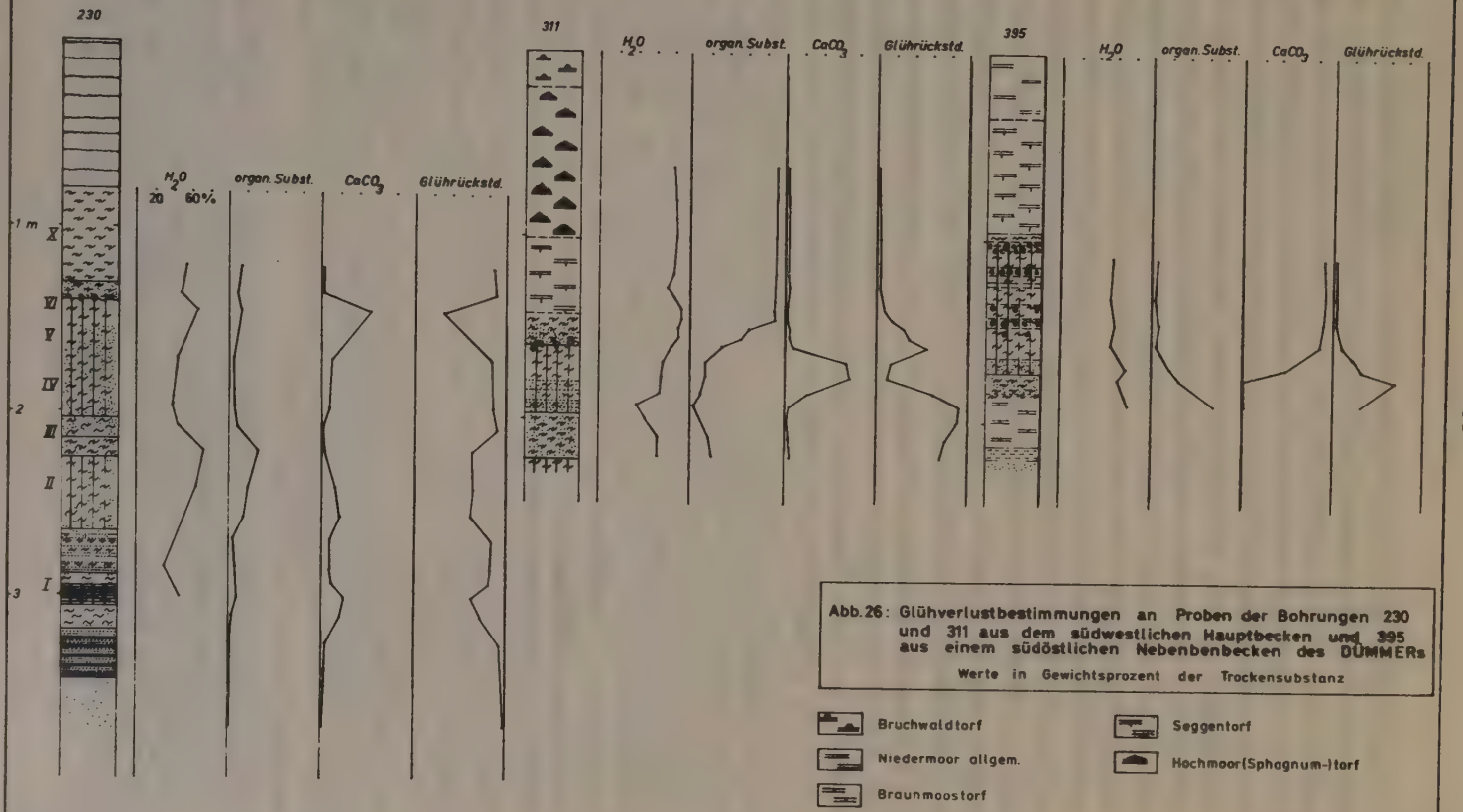



Abb. 26: Glühverlustbestimmungen an Proben der Bohrungen 230 und 311 aus dem südwestlichen Hauptbecken und 395 aus einem südöstlichen Nebenbenbecken des DÜMMERs

Werte in Gewichtsprozent der Trockensubstanz

(Ältere Tundrenzeit) dann wieder bis auf 5 % und erreicht in der detritusreichen Mudde (ob. Alleröd) bei 2,2 m im Profil 230 einen zweiten Höhepunkt mit 30 %. Nach einem erneuten Rückgang, der sich besonders im Profil 230, aber auch in 311 und 335 zeigt (Jüngere Tundrenzeit), wächst die Menge des organischen Anteils im Sediment je nach stratigraphischer Vollständigkeit oder Lückenhaftigkeit des Profils langsam (Präboreal) oder schnell (Boreal) bis auf 20 - 30 % und erreicht in den atlantischen oder jüngeren Feindetritusmudden über der Erosionsfläche (230 bei 1,4 m, 311 bei 1,6 m) mehr als 60 %. Das Profil 395 zeigt andere Tendenzen: über dem allerödzeitlichen sandigen Laubmoostorf mit über 70 % sinkt der Gehalt in den Feindetritus- und Kalkmudden schnell auf weniger als 10 % und steigt in letzteren, schon als "Seekreide" zu bezeichnenden Sedimenten auch im oberen Teil nicht wieder an.

In den wenigen gemessenen Seggen- und Moostorfproben der Bohrung 311 (0,6 - 1,4 m) liegt der Anteil der organ. Substanz ziemlich konstant bei 90 %, während er in den Bruchwaldtorfproben (335 bei 0,8 - 1,0 m) nur 80 % erreicht.

Der Kalkgehalt zeigt im ganzen eine ähnliche Entwicklung. Er steigt innerhalb der Beckentone (335, 5,0 - 3,0 m) allmählich von 10 bis auf 25 % und dann in der Wechselfolge über einer Sandzwischenlage auf mehr als 30 %. Nach einem kurzen Einbruch, der im Profil 230 (2,7 - 2,9 m) ausgeprägter als in 335 ist (= Ältere Tundrenzeit), erreichen die Kalkgehalte wieder über 20 % und sinken dann fast auf Null ab (Jüngere Tundrenzeit), was in allen Profilen gut erkennbar ist.

Dann erfolgt (im Postglazial) in den Profilen 230 und 311 im Präboreal ein allmählicher, in den beiden anderen Profilen (über einer Schichtlücke) im Boreal ein steiler Anstieg des Kalkgehaltes, und zwar bei 230, 311 und 335 bis auf 60 - 70 % und im Profil 395 sogar bis über 90 %. Die Kalkgehalte der überlagernden Algen- und Feindetritusmudden aus dem jüngeren Postglazial betragen dann wieder nur wenige Prozent.

Die Glührückstandswerte umfassen die minerogenen allochthonen Anteile (Ton-Schluff-Sand) sowie die autochthonen Diatomeenreste. Der Rückstand ist naturgemäß in den spätglazialen Horizonten am höchsten und erreicht in den Sand-Ton-Wechselfolgen an der Basis der Profile 230 u. 335 bis 95 %. Dann folgen Schwankungen der

Werte zwischen 60 und 95 %, spiegelbildlich zum Gehalt an Kalk und organischer Substanz, wobei die Bohrungen 230 und 395 innerhalb der sich zeitlich entsprechenden frühpostglazialen Kalkmudden sehr unterschiedliche Tendenzen zeigen: während erstere noch über 80 % Glührückstand aufweist, fallen die Werte bei letzterer von 30 % an der Basis auf weniger als 10 % im höheren Teil. An der Basis der transgredierenden jungen Feindetritusmudden steigt der Glührückstand aufgrund des Sandgehaltes dann wiederum stark an und fällt in den darüberliegenden Torfen erneut auf 10 % oder weniger. Der steile Anstieg der Rückstandskurve über dem Bruchwaldtorf im obersten Teil des Profils 335 beruht dagegen auf dem hohen Anteil an Diatomeenresten.

Die wenigen Eisen-, Schwefel- und Phosphorgehaltsbestimmungen zeigen im Profil 335 für die Beckentone Werte (in Gew.% d. Trockensubstanz) von 1 - 2,5 % Fe, 0,08 - 0,13 % $P_2O_5$ und 0,3 % gesamt-S. In der Sandmudde der jüngeren Tundrenzeit weisen Fe und P ein ausgeprägtes Minimum auf, während S unter 0,5 % verbleibt und in den hangenden postglazialen elastischen Kalkmudden steigen alle drei Komponenten dann sprunghaft wieder auf mehr als das Dreifache an. Der Fe-Gehalt erreicht im helleren oberen Teil der subatlantischen Diatomeenmudden mit 3 % den Höchstwert und entspricht damit der auch in anderen Seen beobachteten Tendenz (LUNDQVIST 1927, NAUMANN 1930, 1931) einer Zunahme des Eisengehaltes bei großem Diatomeenreichtum.

Auf die Herkunft und Bildungsumstände des Kalkanteils der Sedimente wurde bereits im Kap. 3.1.3. eingegangen. Nach der mikroskopischen Untersuchung erscheint es möglich, daß in den Beckentonen ein mehr oder weniger großer Teil des Kalkes (neben Ostracoden-Schalenresten) als allochthoner, minerogener Detritus zu deuten ist, der mit den Zuflüssen in den See gelangte. Die höheren Kalkgehalte in den wärmeren Interstadialen und vor allem im frühen Postglazial sind überwiegend auf autochthones, aus dem Seewasser ausgefälltes Karbonat zurückzuführen.

Die Herkunft der organischen Substanz ist ebenfalls unterschiedlich. Der organische Anteil z.B. der detritusreichen Lagen im Profil 230 bei 2,8 m (Ältere Tundrenzeit) besteht hauptsächlich aus Laubmoos- und (weniger) Phanerogamenresten. Das gleiche gilt für die dunkelbraunen Horizonte bei 2,2 m (oberes Alleröd), die etwa in der gleichen Tiefe auch in den Profilen 311 und 335 sowie

bei 1,8 m im Profil 395 auftreten. Das unaufgearbeitete Ausgangsmaterial - die alten braunmoosreichen Torfe - sind z.B. im unteren Teil der Profile 395 und 462 noch erhalten (Abb. 26 + 22). Die organische Substanz in den kalkreichen Horizonten stammt dagegen überwiegend aus Algenresten, ist also als autochthon zu bezeichnen. In den jungen Feindetritusmudden liefern wiederum Phanerogamenreste einen mehr oder weniger hohen Anteil der organ. Substanz. Zur richtigen Interpretation der chem. Analysenergebnisse muß man bei der organischen Substanz daher - soweit sich das nicht im Gelände entscheiden läßt - an Hand mikroskopischer Untersuchungen des frischen Sediments feststellen, ob es sich um aufgearbeitete Reste älterer sedentärer Bildungen (allochthon) oder um Bildungen aus dem See selbst (autochthon), d.h. aus dem Plankton oder dem torfbildenden Litoralbereich handelt.

Für die Faziesverhältnisse im Dümmer während der Ablagerung der älteren limnischen Sedimente geben die chem. Analysen ebenfalls eine Reihe von Hinweisen. Die Beckentone der Bohrung 335 wurden in ruhigerem Wasser abgelagert als die Wechselfolge an der Basis des Profils 230. Ein Faziesvergleich für die Ältere Tundrenzeit ist wegen fehlender Pollenanalysen der Bohrung 335 noch nicht möglich. Die Menge der organ. Substanz an der Grenze Alleröd/ Jüngere Tundrenzeit ist in den Profilen 230, 311 und 395 mit 20 - 30 % deutlich höher,als in dem entsprechenden Niveau der Bohrung 335, woraus auf exponiertere Lage dieses Punktes bei den Wind- und Strömungsverhältnissen im damaligen See zu schließen ist. Die organischen Reste wurden entweder abtransportiert, bzw. nicht abgelagert, oder unter den dort herrschenden oxidierenden Bedingungen weitgehend mineralisiert. Der darüber folgende sandige Horizont aus der Jüngeren Tundrenzeit läßt ähnliche Faziesunterschiede zwischen den einzelnen Bohrpunkten erkennen. Die Werte der gleichaltrigen hellbraunen Mudde in Tab. 2 zeigen, daß auch in dieser Zeit an geschützteren Stellen Sedimente mit bis zu 30 % organ. Substanzgehalt abgelagert worden sind.

Die präboreale Kalkmudde fehlt in den Bohrungen 311 und 335 gänzlich (Hiatus) und ist im Profil 230, im Zentrum des Hauptbeckens, bei nur 10 % Kalkgehalt sehr mächtig entwickelt. In der Brockumer Bucht dagegen ist sie nur an der Basis schluffig, und der Kalkgehalt steigt dort, in geschützter Lage schon auf über 80 % an.

Nur der boreale Teil der elastischen Kalkmudden zeigt in den drei Bohrungen im Hauptbecken 230, 311, 335 einheitliche Faziesverhältnisse, mit Kalkgehalten zwischen 50 - 70 %, bei einem Anteil von etwa 20 % organ. Substanz. Die Mudden der Bohrung 395 im Brockumer Becken weisen dagegen an der Grenze Präboreal/Boreal, kurz bevor dieses Becken verlandet, bereits 90 % Kalkgehalt auf.

Bei stratigraphischen Schlüssen aus dem Chemismus der Sedimente muß man daher stets die Lage des Probenentnahmepunktes innerhalb des Sedimentationsraumes berücksichtigen, besonders in einem so flachen Becken wie dem Dümmer.

Insgesamt zeichnen sich aber ähnliche Trends in der Verteilung der Gehalte an Kalk, organ. und mineralischer Substanz in der Sedimentfolge des Dümmers ab, wie sie WIECKOWSKI (1969) und MARCINIAK (1969) aus dem Mikolajki See, GROSCHOPF (1936) aus dem Großen Plöner See, GROSS (1937) ebenfalls aus ostpreußischen Seen u. BARTOSH (1969) aus Seen in d. NW-UdSSR beschrieben haben. Die Gehalte an Kalk und organ. Substanz bzw. der Glührückstand sind also z.T. großräumig ähnlich entwickelt, d.h. ihre Mengenverhältnisse sind klimatisch bedingt. Zum anderen können sie jedoch von lokalen Gegebenheiten (Zuflüsse, unterschiedliche Vegetationsentwicklung im Einzugsgebiet) mehr oder weniger stark überprägt und verändert sein. WIECKOWSKI (1969) weist eindringlich auf die Gefahr von Fehlinterpretationen bei Verallgemeinerung von Ergebnissen ohne Berücksichtigung dieser Zusammenhänge hin.

Die Analysenergebnisse der Dümmer-Sedimente aus den einzelnen Klimaabschnitten des Spät- und Postglazials lassen sich grob schematisch wie folgt zusammenfassen:

Tabelle 2

| | | Kalkgehalt (Gew.% der Trockensubstanz) | organ.Substanz ) |
|---|---|---|---|
| Rezent | | | |
| schwarze Mudde | (geschützte Lage) | 10 - 18 | 17 - 30 |
| Sandmudde | (exponierte Lage) | unter 5 | unter 1 |
| Altantikum bis älteres Subatlantikum, | höhere Horizonte | unter 5 | bis 70 |
| z.T. diatomeenreiche Feindetritusmudden | sandige Basis | | ca. 10 |
| Boreal | | | |
| Kalkmudden | höhere Lagen | 50 - 90 | 10 - 30 |
| | sandige Basis | 10 | |
| Algenmudden | | unter 3 | 40 - 85 |
| Präboreal | oben | 10 - 80 | 5 - 7 |
| Kalkmudden, z.T. stark schluffig und sandig | unten | 10 | bis 20 |
| Jüngere Tundrenzeit | oben | unter 2 | 2 - 10 |
| Schluff- u.Sandmudden | unten | | 6 - 30 |
| Alleröd | oben | unter 15 | 20 - 30 |
| Kalkmudden z.T. stark schluffig | unten | über 25 | 3 - 15 |
| Ältere Tundrenzeit | | 10 - 15 | 2 - 6 |
| Schluffmudden | | | |
| Bölling | | 25 - 35 | 5 |
| Ton- und Kalkmudden | | | (nach $K_2Cr_2O_7$-Methode unter 2) |
| Älteste Tundrenzeit bis ausgehendes Hochglazial Tonmuddel | oben | bis 25 | 5 |
| | unten | 5 | 3 (nach $K_2Cr_2O_7$-Methode unter 1) |

Zur Charakterisierung der einzelnen Muddetypen wurden noch weitere Glühverlustbestimmungen durchgeführt. Eine zusammenfassende Übersicht der mit Glühverlustbestimmungen untersuchten älteren limnischen Sedimente sowie einiger Torfproben gibt Abb.27. Sie zeigt im kalkreichen Teil des Diagramms zwei Häufungen der Analysenwerte. Eine obere Gruppe mit 85 bis über 90 % $CaCO_3$ , die man aufgrund ihrer Armut an Planktonresten (nur Gastropodengehäuse sind reichlich vorhanden) und dem völligen Zurücktreten anderer Gemengteile als "Seekreide" bezeichnen kann. Die mittlere Gruppe mit 45 - 70 % Kalk und 15 - 30 % organ. Substanz umfaßt die elastischen Kalkmuddetypen mit viel Microcystisresten.

Die übrigen Gruppen sind nicht klar abzugrenzen. Es finden sich alle Übergänge von schluffigen Kalkmudden (etwa aus dem Alleröd) mit 15 - 20 % organ. Substanz und 15 - 20 % $CaCO_3$-Gehalt zu Tonmudden und Beckentonen und -schluffen mit 5 - 25 % $CaCO_3$ und 3 - 7 % organ. Substanz. Hinzu kommen noch die (borealen) Kalksande als geringmächtige Basislage der Kalkmudden und stark sandig-schluffige, kalkige Sandmudden (Präboreal) mit kaum über 5 % Kalk und weniger als 5 % organischer Substanz, die schon zu den limnischen Sanden (s. Abb.27) überleiten.

UNGEMACH (1960) zieht aufgrund zahlreicher Analysen rezenter Sedimente aus einer Reihe von europäischen Seen die Grenze zwischen Mineralsedimenten und Gyttjen - in vorliegender Arbeit als "Mudden" bezeichnet - bei 10 % organ. Substanz und unterscheidet kalkarme und kalkreiche Mineralsedimente mit weniger als 10 % organ. Substanz und Ca-Gehalten von unter bzw. über 5 %.

Die Analysendaten vom Dümmer lassen aus den im folgenden dargelegten Gründen eine Grenzziehung zwischen Mudden und Mineralsedimenten bei geringerem organ. Anteil möglich erscheinen.

Bei den Dümmer-Sedimenten ist es schwierig, eine Grenze zwischen den kalkigen Beckentonen und kalkigen Ton-Mudden zu ziehen. Würde man den Anteil der Diatomeenreste berücksichtigen, der zwar in den Glührückstand eingeht, im Grunde genommen aber eine organische, autochthon-limnische Bildung ist, müßte sich die Lage der Analysenpunkte der Beckentone bzw. Tonmudden etwas zum organischen Teil hin verschieben. Berücksichtigt man ferner, daß der Wassergehalt und damit auch die Dichte und Konsistenz des frischen Sediments entscheidend vom Gehalt organischer Reste

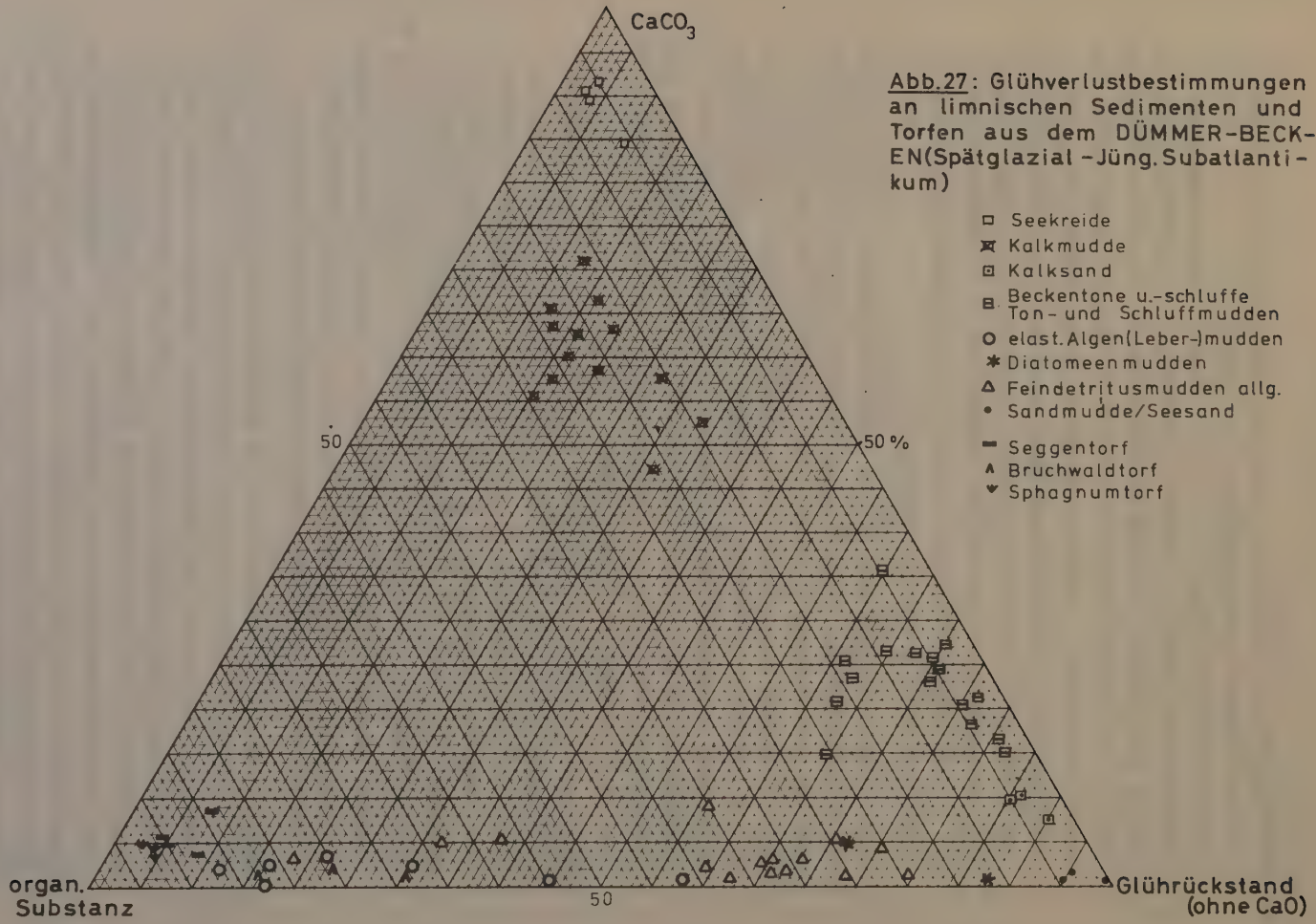



Abb.27: Glühverlustbestimmungen an limnischen Sedimenten und Torfen aus dem DÜMMER-BECKEN (Spätglazial - Jüng. Subatlantikum)

- Seekreide
- Kalkmudde
- Kalksand
- Beckentone u.-schluffe Ton- und Schluffmudden
- elast. Algen(Leber-)mudden
- Diatomeenmudden
- Feindetritusmudden allg.
- Sandmudde/Seesand
- Seggentorf
- Bruchwaldtorf
- Sphagnumtorf

abhängt - wie die Profile 230 und 311 deutlich zeigen und wie man leicht aus der unterschiedlichen Schrumpfung der Bohrkerne beim Austrocknen erkennen kann - so zeigt sich, daß, auf die Trockensubstanz bezogen, ein Anteil von wenigen Prozent organischer Substanz ausreicht, um dem Sediment Aussehen und Eigenschaften einer Mudde zu verleihen. Bestimmt man die Menge der organischen Substanz nach der Kaliumdichromatmethode, so weisen die Beckentone weniger als 2 % auf. Nach der Glühverlustmethode (550° C) dagegen 3 - 5 %.

Im Rahmen vorliegender Untersuchungen konnte nicht geprüft werden, ob die ersteren Werte durch teilweise Adsorption des organ. Materials an Tonpartikel (THOMAS 1970) zu niedrig, oder die letzteren durch Abgabe von Schichtwasser aus den Tonen zu hoch sind.

Als Grenzwert zwischen den Beckentonen und den Mudden der wärmeren Phasen des Spätglazials kann man einen organ. Anteil von etwa 5 % bei gleichzeitigem Kalkgehalt von mehr als 10 % ansehen. Mit geringeren Kalkgehalten (unter 5 %), aber höheren Gehalten organ. Substanz leiten sowohl warm- als auch kaltzeitlich gebildete Schluffmudden an der Basis des Dreiecksdiagramms zu den Feindetritus- und Algenmudden über. Im Zusammenhang mit den hier genannten Gehalten muß angemerkt werden, daß der Verfasser bei der Feldbeschreibung der stark sandigen rezenten Seeablagerungen - vermutlich wegen der schwarzen Farbe - den Muddeanteil zunächst überschätzt und das Sediment bereits bei einem (durch spätere Analysen nachgewiesenen) organ. Anteil von etwa 2 % als "Mudde" bezeichnet hat.

Derartige Übergangssedimente wären im Sinne eines Nomenklaturentwurfes für limnische Sedimente von MERKT und SCHNEEKLOTH (1970, unveröff.) als Sandmudde bzw. die o.g. spätglazialen Ablagerungen als Tonmudde zu bezeichnen.

Die Diatomeenmudden nehmen eine gesonderte Stellung ein, weil ihre Lage im Diagramm infolge des hohen Glührückstandes auf die limnischen Sande hin verschoben ist, wenn die organische Substanz durch sekundäre Vorgänge teilweise herausgelöst worden ist. Sie lassen sich nur mit Hilfe weiterer Merkmale, wie etwa des geringen spez. Gewichtes der Trockensubstanz und der niedrigen mittleren Korngröße (s. 9/335 in Abb. 24), bestimmen.

Kalkgehalte von weniger als 5 % und steigende Mengen organischer Substanz charakterisieren die Feindetritus- und Algenmudden am unteren Rand des Diagrammes. Wichtigstes Unterscheidungsmerkmal zwischen diesen beiden Muddetypen ist die Elastizität u.d. muschelige Bruch der Algenmudden, daher auch "Lebermudden" genannt, gegenüber einer mehr plastischen Konsistenz der Feindetritusmudden. Letztere zeigen bei der mikroskopischen Analyse vor allem Phanerogamendetritus und häufig auch stärkeren Schluff- und Sandgehalt. Vor allem aber fehlen ihnen die großen Mengen Algengallerte, die die Algenmudden beherrschen. Beide Sedimente können bis über 80 % organische Substanz enthalten und (auch im Diagramm) ohne scharfe Grenze in Bruchwald- oder Seggentorfe übergehen.

Für eine statistische Absicherung der Anteile der einzelnen Komponenten und damit einer klareren Abgrenzung der Mudde-Typen reicht das hier untersuchte Material nicht aus. Derartige Untersuchungen wären aber am Dümmer gut durchzuführen, da eine ungewöhnlich breite Palette limnischer Sedimente vorhanden ist: Beckentone und -schluffe, Schluff- und Sandmudden, Seesand, elastische und plastische Kalkmudden, Algen-("Leber")Mudden, Fein- bis Grobdetritusmudden, diatomeenreiche, kieselgurähnliche Mudden, Torfmudden, sowie sämtliche Übergänge und weil diese Ablagerungen mit rel. einfachen Geräten auf den weiten verlandeten Flächen in geringer Tiefe (1 - 6 m) erbohrt werden können.

## 3.2. Der rezente See und seine Sedimente

Es erschien zweckmäßig, die den rezenten See betreffenden Untersuchungen in einem besonderen Kapitel zusammenzufassen, um ein möglichst geschlossenes Bild der heutigen Verhältnisse zu gewinnen und daraus dann Rückschlüsse auf die frühere (und evtl. künftige) Entwicklung ziehen zu können.

### 3.2.1. Hydrochemische Daten

#### Chemismus

Die Untersuchungen von STAESCHE (1966) im Mündungsbereich der Hunte ergaben im Hinblick auf den Wasserchemismus, daß Bicarbonatgehalt und Gesamthärte im Huntewasser merklich höher waren als im See.

1967 wurden vom Chemischen Laboratorium Dr. Schuster in Osnabrück eine Reihe von gemeinsam mit dem Verfasser entnommenen Proben untersucht, mit folgendem Ergebnis (Sommer 1967):

| | Hunte | See (Mittelwert aus 13 Proben) | |
|---|---|---|---|
| pH | 7,5 | 9,4 | |
| Redoxpot. | 26,7 | 24,6 | |
| Permangan.V. | 59 | 69 | mg/l |
| elektrol.Lf. | 300 | 339 | $10^{-6}$ mhos/cm |

Es fällt auf, daß die Werte des Sees wieder deutlich von denen der Hunte abweichen, daß aber auch Unterschiede zwischen dem Seezentrum (und Ostteil) und dem Westuferbereich erkennbar sind. Die pH-Werte liegen am Westufer (9,3) überwiegend niedriger als der Durchschnitt und am Ostufer (9,7) höher.

Beim Redoxpotential sind die Verhältnisse umgekehrt, wenn man den sehr hohen Wert der Nordostecke nicht einbezieht: Westufer 24,5, Mitte und Ostteil 24,2.

Die Leitfähigkeit ist ebenfalls unterschiedlich: Westufer 336, Mitte und Ostufer 319. Das Seewasser vor der Huntemündung ist noch durch Huntewasser beeinflußt. Die Werte am Südufer vielleicht ebenfalls, sie tendieren bald zur West- bald zur Ostufergruppe.

Die Mittelwerte aus 6, im Oktober 1968 an verschiedenen Stellen des Sees entnommenen Wasserproben zeigten folgende Ionengehalte:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $HCO_3$ | 147 | mg/l | K | 10,4 | mg/l |
| $SO_4$ | 68 | " | ges. $NO_3$ | 7,5 | " |
| $NO_3$ | 7,5 | " | gelöster ges.P als $PO_4$ | 1,2(0,6-2,0) | " |
| Cl | 44 | " | Karb.H.DH | 6,7 | " |
| Ca | 69 | " | Ges.H.DH | 11,3 | " |
| Mg | 7,2 | " | Permang.V. | 54 | " |
| Na | 21,7 | " | | | |

Zur anschaulichen Darstellung der Analysenwerte und zum Vergleich mit Daten anderer Seen wurde - in Anlehnung an ein in der Grundwasserhydrologie verwendetes Verfahren - die Abb.28 entworfen. Eine 4-fach logarithmische Teilung der Ordinate ist für die weitaus meisten Seen ausreichend, nur extrem salzreiche Seen arider Klimate erfordern 5-fachteilung. Für die Phosphatwerte muß ein

um den Faktor 1.000 kleinerer Ordinatenmaßstab gewählt werden. Wegen der Wichtigkeit des Phosphatgehaltes für den Trophiegrad der Seen erschien es unerläßlich, ihn neben den anderen Werten darzustellen. In einer derartigen Kennkurve können so unterschiedliche Daten wie mittlere Wassertiefe, Sichttiefe, pH-Wert, elektrolyt. Leitfähigkeit und die wichtigsten Ionengehalte übersichtlich nebeneinander dargestellt werden.

Abb. 28 zeigt neben der Dümmer-Kennkurve einige europäische und nordamerikanische Seen, soweit die entsprechenden Meßdaten vorlagen. Ein Beispiel eines nicht verunreinigten Sees mit weichem Wasser bildet der Obere See (USA/Can.). Er ist nach HOUGH (1958) fast allseitig von präkambrischem Kristallin umgeben und erhält daher aus allen Zuflüssen weiches Wasser.

Gegenbeispiel eines ebenfalls nicht verunreinigten, harten, salzreichen Sees in gemäßigtem Klima ist der Fayetteville Green Lake, ein kleiner See im "Limestone Belt" im Norden des Staates New York. Sein Salzgehalt ist auf Gipslagerstätten im Einzugsgebiet zurückzuführen (BERG 1963). Daneben sind noch die Werte des Seeburger Sees bei Göttingen (STREIF 1970) eingetragen. Die relativ hohen Mg, Ca und $SO_4$-Werte sind hier nach STREIF ebenfalls auf Auslaugungen im oberen Buntsandstein (Rötsalz) zurückzuführen. Teilweise beruhen sie vielleicht auch auf Auslaugung landwirtschaftlicher Nutzflächen. Man kann bei dieser Darstellung leicht erkennen, daß etwa ein See wie der Fayetteville Green Lake im Bikarbonat- und Alkaligehalt "normal" ist und nur in einigen Ionengehalten (Ca, Mg, $SO_4$) extreme Werte aufweist, oder daß der Seeburger See mit seinen relativ hohen Sulfatgehalten nach der Einteilung von MOYLE (1945) bereits zu den salzreichen Seen gerechnet werden kann, während sein Chlorid- und Bikarbonatgehalt durchaus nicht ungewöhnlich hoch ist. Vor allem der - gleichfalls extrem flache - Tåkern(See) in Südschweden (Werte n. LOHAMMAR 1965) zeigt in mehreren Punkten einen recht ähnlichen Kurvenverlauf wie der Dümmer. Er scheint durch menschliche Besiedlung nicht ganz so stark beeinflußt zu sein wie letzterer.

Beim Dümmer fallen die im Vergleich mit den übrigen für einen See im mitteleuropäischen Klima hohen Na und K-Gehalte auf. Sie entsprechen den Gehalten des Huntewassers, sind also nicht auf Anreicherung im See durch Evaporation infolge des künstlichen Aufstaus zurückzuführen.

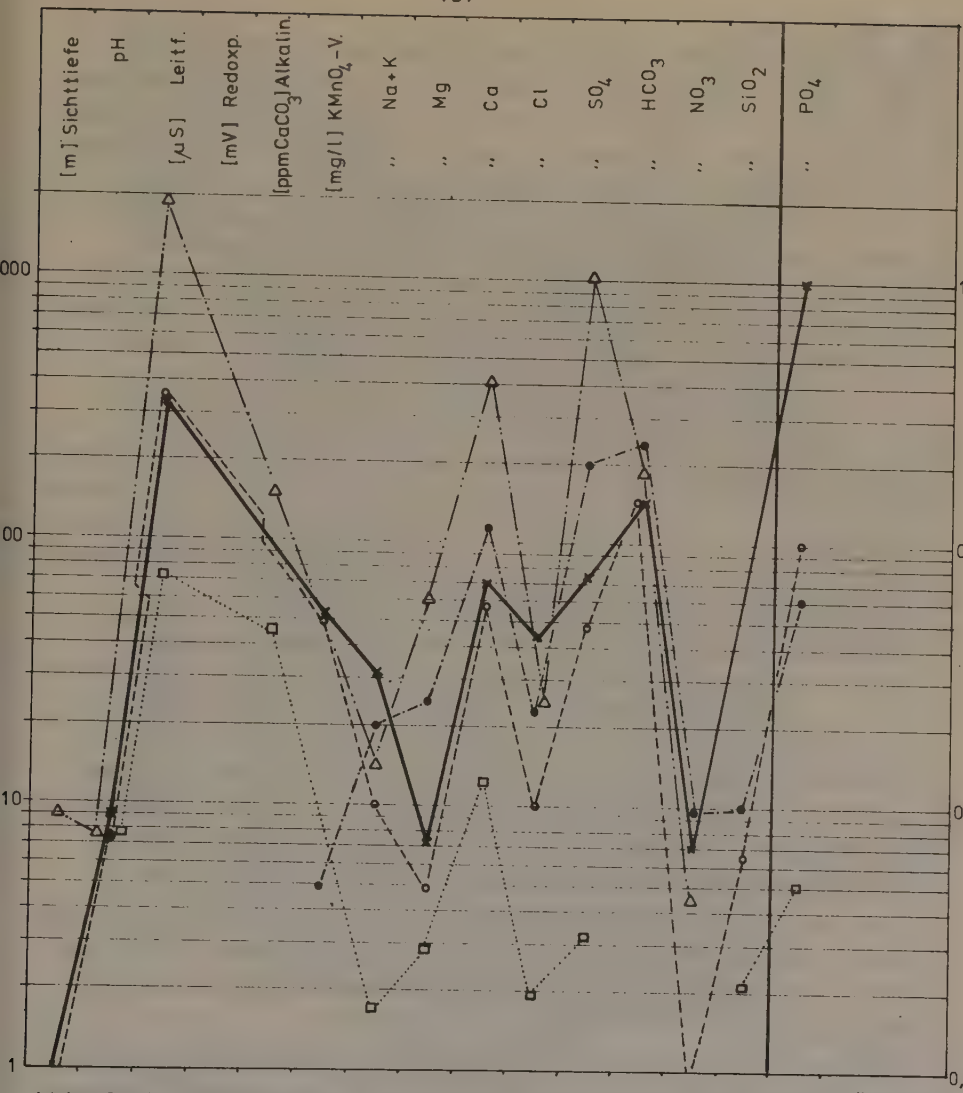



Abb. 28: Kennkurven einiger Seen im Vergleich mit dem DÜMMER

DÜMMER

Seeburger See/Göttingen n. STREIF (1970)

Takern/Schweden n. LOHAMMAR (1965)

Fayetteville Green Lake/USA n. BERG (1963)

Oberer See/USA n. HOUGH (1958)

Es ist nicht sicher, ob sich die etwas erhöhten (s. Kurve) Na+K, Ca, Cl und $SO_4$-Gehalte noch auf die Salzführung der Münder Mergel (ob. Malm/Jura) im Quellgebiet der Hunte beziehen lassen, oder ob sie durch Haus- und Industrieabwässer und Oberflächenabspülung gedüngter landwirtschaftlicher Nutzflächen hervorgerufen werden. Auch gegenwärtig finden noch Auslaugungsvorgänge in den Münder Mergeln statt: Der Erdfall bei Driehausen (DECHEND + MERKT, 1970) ließ sich durch extrem hohe Salzgehalte des aufgedrungenen Wassers eindeutig auf Subrosion zurückführen. In dieser Region entspringen mehrere kleinere Zuflüsse der Hunte.

Nach den Untersuchungen von OHLE (1953 u. 1955) an Seen und Bächen in Holstein wird aber auch durch landwirtschaftliche Meliorationsmaßnahmen (Drainage) eine erhebliche Steigerung des Sulfatgehaltes in den Fließgewässern hervorgerufen. Als besonders hoch erwiesen sich die Werte in drainierten Niedermoorgebieten, wie sie auch im Einzugsgebiet des Dümmer weite Flächen einnehmen.

Der für die Planktonentwicklung und damit weitgehend für die gesamte Seeentwicklung wichtigste Stoff ist der Phosphor. Der Gesamtgehalt an gelöstem Phosphor betrug 1968 0,6 - 2,0 mg $PO_4$/l. Derartig hohe Werte finden sich nur in stark abwasserverunreinigten Seen, wie z.B. dem Greifensee bei Zürich (THOMAS 1968). Die Werte in oligotrophen Seen liegen um zwei Zehnerpotenzen niedriger (s. Abb. 28 , Oberer See). Auf die Auswirkungen dieser Nährstoffanreicherung unter den besonderen hydrographischen Bedingungen am Dümmer wird in Kap. 4.3. näher eingegangen.

Seen mit recht ähnlichem limnologischen Charakter sind neben dem oben erwähnten Tåkern (DU RIETZ et al. 1939, LOHAMMAR 1965), der Hornborga (BJÖRK 1970) in Südschweden und das nur etwa 60 km östlich vom Dümmer gelegene Steinhuder Meer.

Nach EDDY (1963) kommen auch im US-Staat Minnesota zahlreiche sehr flache und sehr nährstoffreiche Seen ohne thermale Stratifikation vor, die einen Vergleich mit den hiergenannten nahelegen.

### 3.2.2. Die Verlandungsvegetation

Im Verlauf der limnogeologischen Untersuchungen im Dümmer-Becken erschien es notwendig, auch die Pflanzengesellschaften der Verlandungszonen des heutigen Sees mit zu bearbeiten. Dadurch sollten Zusammenhänge zwischen dem Nährstoffgehalt des

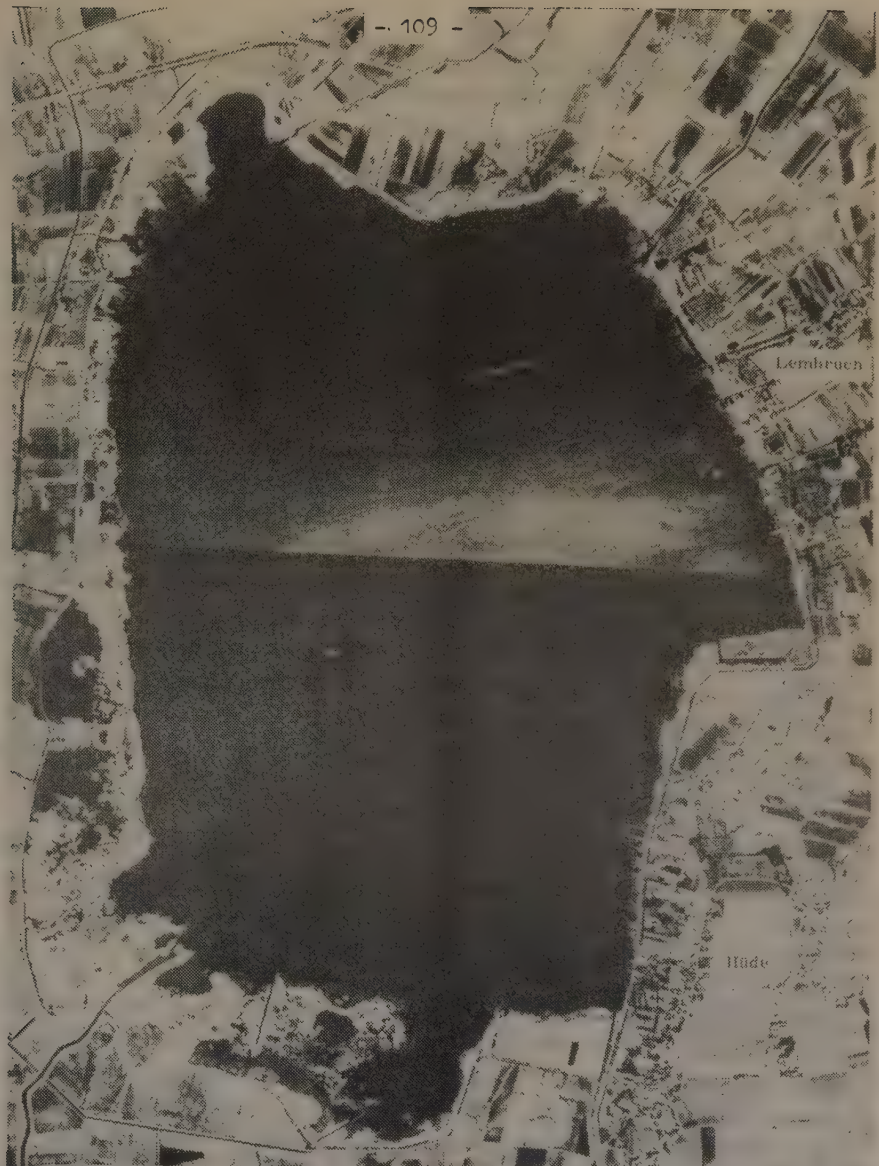



**Abb. 29:** Der DÜMMER, Luftaufnahme vom 6. 4. 1969 (Bildflug Vechta. 568)
Veröffentlichung, genehmigt durch Nieders. LVA-Landesvermessung am 1. 9. 72 - B 6-23251(568); freigegeben durch den Reg.-Präs. in Münster/W. am 13. 6. 69 unter Nr. 1355/69
Nördlich des Sees verlandete Mäander der Alten Hunte

| Schilfgürtel: | schwarz | offene Wasserflächen |
|---|---|---|
| | schwarzgrau | Bruchwald (Salix, Alnus, Frangula) |
| | mittel-dunkelgrau | Schilfrohr (Phragmites) |
| | hell-mittelgrau | Rohrkolben u. Binsen (Typha, Scirpus) |
| | weißgrau | Wasserschwaden (Glyceria) |

Maßstab: 2 km

Seewassers, der Zusammensetzung der Seeablagerungen und dem Vorherrschen bestimmter Pflanzenarten in der Verlandungsflora aufgezeigt werden. Vor allem die jüngsten Stadien der See-Entwicklung, etwa seit Ende des 19. Jahrhunderts, sind aus Veränderungen der Schilfgrenzen und dem Wechsel in der Verbreitung bestimmter Pflanzenarten z.T. noch rekonstruierbar.

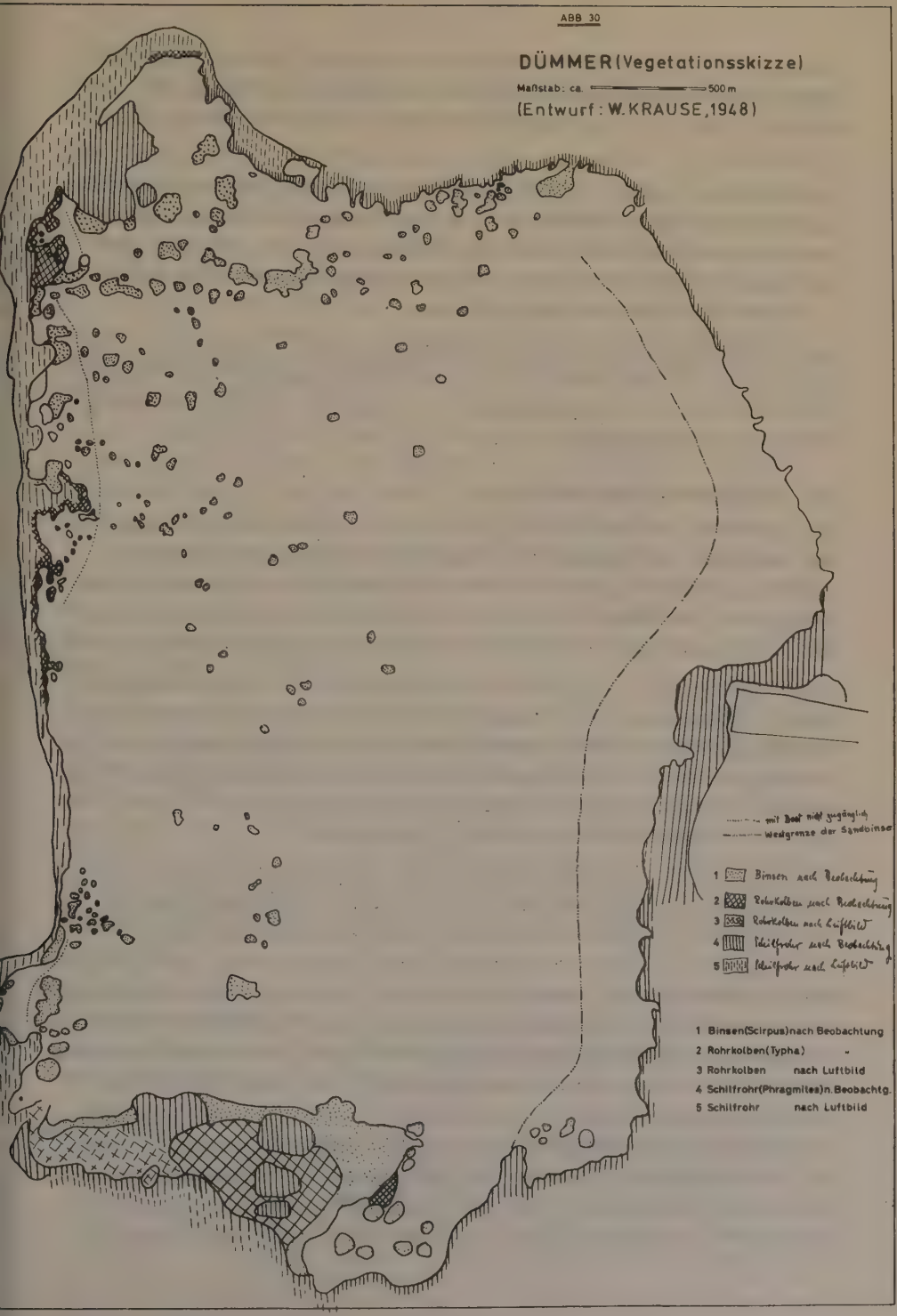
Aus diesen Gründen wurde eine Übersichtskartierung des Schilfgürtels durchgeführt. Es ging dabei nicht um eine pflanzensoziologische Detailaufnahme, sondern nur um Feststellung der jeweils herrschenden Arten und ihrer Verbreitung (s.Abb. 29 u.Anlagen).

Pflanzensoziologische Untersuchungen am Dümmer wurden zuerst von GRAEBNER & HUECK (1931) in den Jahren 1925 - 1930 durchgeführt. Sie nahmen jedoch wegen der Unbegehbarkeit weiter Flächen nur etwa 40 (10 x 10 m große) Quadrate pflanzensoziologisch auf, ohne eine generelle Kartierung der festgestellten Assoziationen durchzuführen. Daher ist nur an wenigen Stellen ein direkter Vergleich mit der heutigen Flora möglich, wie etwa im Gebiet der Anfang der 20er Jahre ausgebaggerten "Neuen Hunte", einem inzwischen durch Ausbaggerung einer neueren, breiteren Mündung, im Zuge der Eindeichung wieder stillgelegten nördlichen Mündungsarm der Hunte.

PFAFFENBERG beschrieb in der gemeinsamen Veröffentlichung mit DIENEMANN (1964) erneut die Pflanzenassoziationen und er gab summarisch auch ihre hauptsächlichen Verbreitungsgebiete an, führte jedoch ebenfalls keine direkte Kartierung durch.

Eine erste Übersichtsskizze der Schilfzonen (Abb.30) stammt von KRAUSE (1948). Sie erstand vor dem Abschluß der Eindeichung. Die Kartierung wurde anscheinend im Sommer durchgeführt, worauf die Bemerkung "mit dem Boot nicht zugänglich" hinweist, scheint sich jedoch aus diesem Grund sehr stark auf die Luftbildinterpretation bzw. auf Beobachtung aus relativ großer Entfernung zu stützen. Die drei registrierten Pflanzengattungen lassen aber erkennen, daß das Nord- und Ostufer sowie der östliche Teil des Südufers weitestgehend von Phragmites-Beständen umsäumt wurden, während im mittleren und

ABB 30


DÜMMER (Vegetationsskizze)
Maßstab: ca. 500 m
(Entwurf: W. KRAUSE, 1948)
mit Boot nicht zugänglich
Westgrenze der Sandinsel
1 Binsen nach Beobachtung
2 Rohrkolben nach Beobachtung
3 Rohrkolben nach Luftbild
4 Schilfrohr nach Beobachtg.
5 Schilfrohr nach Luftbild
1 Binsen(Scirpus)nach Beobachtung
2 Rohrkolben(Typha) -
3 Rohrkolben nach Luftbild
4 Schilfrohr(Phragmites)n. Beobachtg.
5 Schilfrohr nach Luftbild

nördl. Teil des Westufers und am Westufer der Südbucht bereits größere Rohrkolbenflächen (Typha) auftraten und die Binseninseln auf nahezu der gesamten westlichen Seehälfte verbreitet waren.

Im folgenden Kapitel sollen zunächst die vorherrschenden Pflanzenarten des Schilfgürtels und (soweit erkennbar) ihre Beziehungen zum unterlagernden Sediment erläutert werden, während auf die jüngste Entwicklung der Verlandungsvegetation in den Kap. 4.2. und 4.3. noch eingegangen wird.

Die Vegetationsübersichtskarten(Anlagen) sind so angelegt, daß jeweils die vorherrschende Art die Flächensignatur oder -farbe bestimmt und bei Mischbeständen die Signatur der nächst häufigsten Art mit eingetragen ist.

Die Schilfzonen des Nordufers

Der Westteil des Nordufers nördlich der "Alten Hunte" weist vor dem Deichfuß ein Gemisch von Glyceria maxima Hartm. (Wasserschwaden), einer kleineren, mehr grasähnlichen Schilfsorte, mit Phragmites communis Trin. (Schilfrohr) als Oberwuchs auf. Seewärts schließt sich eine allein von Glyceria beherrschte Zone an.

Typha latifolia L. (Breitblätteriger Rohrkolben) und besonders Typha angustifolia L. (Schmalblätteriger Rohrkolben) bilden den äußeren Rand. Ins freie Wasser reichen noch einige kleinere Schilfrohrflächen und einzelne kleine Binsenhalmgruppen, und im Norden auch ein schmaler Streifen mit Nymphaea alba L. und Nuphar luteum Smith (Seerose u. Teichrose).

Südlich der Alten Hunte breiten sich vor dem Deich weite Glyceria-Flächen aus, die mehrere größere Typha latifolia-Komplexe einschließen. Am Außenrand dieser dichten Verlandungszone ist die Vegetation sehr viel artenreicher. Neben beiden Typha-Arten treten Carex-Horste, Sparganium erectum L. (Ästiger Igelkolben), Acorus calamus L. (Kalmus), Rumex hydrolaphatum Hudson (Flußampfer) und zahlreiche andere Blütenpflanzen auf. An diesem Rand sammelt sich das angetriebene Altschilf und hier beginnt die dichte Vegetationsdecke. Der Rand der dichten Vegetationsdecke kommt auch darin zum Ausdruck, daß die Eisrandstörung (Eisnaht) oft nicht in der vorgelagerten (lockeren) Schilfrohrzone sondern erst vor dieser Kante liegt. Als Eisrandstörung ist eine Linie bezeichnet, an der das Eis im Winter 1969/70 aufgebrochen und

zwischen 0,5 - 1,0 m Höhe hausdachartig zusammengeschoben war. Dabei war die Vegetationsdecke mit dem unterlagernden Schilftorf z.T. zu einem kleinen Wall mitgefaltet.

Der Schilfgürtel im mittleren Teil des Nordufers ist stellenweise sehr schmal (ähnlich wie am Ostufer) und wird von Phragmites beherrscht. Hin und wieder sind kleine Gruppen von Seebinsen (Scirpus lacustris L.) eingestreut. Unmittelbar vor dem Deichfuß auf dem abgelagerten Altschilf-Getreibsel findet sich ein Streifen, der von Typha angustifolia gebildet wird und dahinter oft eine schwach entwickelte Glyceria-Zone, in welcher Solanum dulcamara L. (Bittersüßer Nachtschatten) stellenweise häufig anzutreffen ist.

Nur in der Nordostecke des Nordufers sind wieder breitere Schilfzonen entwickelt, und zwar ähnlich wie im Westteil: breite Glyceria-Flächen vor dem Deich, dann ein Streifen mit Typha angustifolia und davor eine hier meistens dichte Schilfrohrzone. An der Nordseite, östlich einer mit schwarzer Mudde erfüllten Sandentnahmestelle (Baggerloch), konnte sich im Schutz einiger vorgelagerter Binseninseln auch ein größerer Komplex aus Schmalblätterigen Rohrkolben entwickeln, vor dem sich noch eine kleine Seerosenfläche ausgebreitet hat.

In der Verteilung der Vegetation kommt zum Ausdruck, daß Nordbucht und Nordostecke etwas geschütztere Standorte mit schneller vordringender Verlandung sind als das mittlere Nordufer. Dort wird mehr Altschilf abgelagert als im Mittelteil, der bei vorherrschend südwestlichen Winden stärkerem Wellengang ausgesetzt ist. Im Gegensatz zu jenen Stellen herrscht hier sogar teilweise Erosion. Eine größere Fläche borealer Kalkmudde liegt frei von jüngerer Sedimentbedeckung und wird vom heutigen See wieder aufgearbeitet.

Die Außenzonen des Schilfgürtels mit Phragmites u. Scirpus stehen auf muddigem Sand und z.T. auf borealen Kalkmudden, die ufernäheren (Typha und besonders Glyceria) auf mit Mudde durchmischtem Getreibsel und Schilftorf.

Man erkennt daran die unterschiedlichen Nahrungsansprüche der genannten Arten: Phragmites und Scirpus kommen mit dem geringen Nährstoffangebot des muddigen Sandes bzw. der Kalkmudden aus. Beide Typha-Arten, Glyceria und die zahlreichen anderen

Sumpfpflanzen sind auf die dahinterliegenden Zonen beschränkt, in denen durch Ablagerung und Zersetzung von Altschilf und Mudde ein hohes Angebot an Nährstoffen, nach Untersuchungen von LANG (1967) an den gleichen Pflanzenarten am Bodensee, besonders an Stickstoff und Phosphor herrscht. Ihre Standorte haben keine Beziehung zum eigentlichen, mineralischen Untergrund, sondern sind nur durch Anreicherung organischen Materials in geschützter Lage charakterisiert.

Die Schilfzonen des Ostufers

Der Schilfgürtel des Ostufers wird zum größten Teil und in den Außenzonen nahezu vollständig von Phragmites beherrscht. Hier finden sich am Dümmer ebenso wie am Täkern (DU RIETZ et al. 1939) und am Bodensee (LANG 1967) große Flächen aus "einartigen" Phragmites communis-Beständen. Scirpus ist z.T. in kleinen Gruppen und z.T. unregelmäßig eingestreut. Im Nordteil, vor Lembruch, ist er durch Boots- und Badebetrieb stark reduziert, aber auch vor der Eindeichung sind schon Uferzonen ohne Schilfbewuchs vorhanden gewesen (s. Photo bei PFAFFENBERG 1964). Die Burlager Bucht nördlich des Ompteda-Kanals fällt schon durch ihre für das Ostufer ungewöhnlich breiten Schilfflächen auf. Hier tritt auch Typha angustifolia in größeren Mengen auf und kleine Glyceria-Flächen finden sich inmitten des Scirpo-Phragmitetums. Typha angustifolia bildet sogar einen größeren Komplex am nördlichen Außenrand. Bei den vorherrschenden südwestlichen Winden ist diese Ecke etwas geschützt.

Im südlichen Teil des Ostufers ist etwa 20 - 50 m hinter der Außengrenze des Scirpo-Phragmitetums ein Streifen mit viel Typha angustifolia eingeschaltet. Landeinwärts von dieser Linie wird der Schilfgürtel dichter und artenreicher: Sparganium erectum L. (Ästiger Igelkolben), Rumex hydrolaphatum Hudson (Flußampfer) und Glyceria kommen in größerer Anzahl vor, Cicuta virosa L.[1] (Wasserschierling) und Solanum in geringeren Mengen. Unmittelbar vor dem Deich zieht am gesamten Ufer eine Glyceria-Fläche entlang, die meistens von Phragmites und z.T. auch von Typha angustifolia durchsetzt ist. Nur nördlich des Omptedakanals fehlt dieser Oberwuchs auf einer größeren Fläche. Der dichte Teppich des Glycerietums ist zum größten Teil schon begehbar.

1) Bei der als Cicuta virosa bestimmten Art handelt es sich auch bei allen im folgenden genannten Vorkommen möglicherweise oft um Oenanthe aquatica POIRET.

Etwa 100 m nördlich des Seglerhafens vom SV-Hüde befinden sich einige kleinere langgestreckte Teiche, ähnlich denen des Südufers. Hier bildet auch Typha latifolia kleinere Komplexe, die sonst am Ostufer sehr selten sind.

Im Gebiet des Omptedakanals bedecken die Schilfgesellschaften noch weite Flächen hinter dem Deich. Man kann dort sowohl bei der pflanzensoziologischen Aufnahme als auch bei der limnogeologischen Sedimentkartierung noch deutlich die alten Uferlinien des Sees erkennen. Größere Glyceria-Flächen, wie am Süd- und Westufer, sind hier nicht entwickelt, sondern das Scirpo-Phragmitetum geht direkt in Carex-Wiesen über (s.a. GRAEBNER & HUECK 1931). Nur in der östlichsten Ecke dieser verlandeten Bucht, wo ein Graben aus Richtung des ehemaligen Klosters Burlage mündete, könnte der heute noch vorhandene Glyceria-Bestand den ursprünglichen, nährstoffreichen Verhältnissen des Standortes entsprechen - ähnlich den Rohrkolben in der heutigen Bucht. LANG (1967) beobachtete im Bereich meistens abwasserbelasteter Bachmündungen am Bodensee ebenfalls ein Vorherrschen von Glyceria maxima und teilweise auch der Typha-Arten. Auf dem weißen Ufersandwall hinter dieser Glyceria-Fläche finden sich zwischen zahlreichen Binsenhorsten größere Moospolster von Polytrichum commune L. (Goldenes Frauenhaar). Die gesamte Vegetation scheint hier noch wenig durch die landwirtschaftliche Nutzung der Umgebung beeinflußt worden zu sein.

Westlich des Burlager Weges dehnen sich nördlich vom Omptedakanal weite Seggenwiesen bis zum Deich hin aus. Wie aus alten Karten hervorgeht, sind sie schon seit der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts zumindest als Mähwiesen bewirtschaftet worden. Die Pflanzenverbreitung ist hier deshalb nicht mehr die natürliche. Den normalen Übergang des Scirpo-Phragmitetums in das Caricetum kann man am Ostufer vor dem "Hohen Weg" (Wochenendhaus-Bogen nördl. von Hüde) beobachten. Neben verstreuten Carex-Horsten, die sich auf das sandige Ufer hin zu einer dichten Decke zusammenschließen, finden sich die von den anderen nährstoffreichen Stellen beschriebenen Pflanzenarten, daneben auch Acorus calamus L. (Kalmus). Eine Besonderheit stellt eine Fläche von einigen hundert Quadratmetern vor dem nördlichen Ende des Häuser-Bogens dar, in welcher Equisetum fluviatile L. (Sumpfschachtelhalm) in sehr dichtem Bestand allein den Ober-

wuchs bildet und als Unterwuchs neben Moos auch einige kleinere Blütenpflanzen auftreten.

Die sandigen ehemaligen Uferwiesen vor diesem Bogen und bis hinüber zu der o.g. alten Seeecke am Omptedakanal / Burlager Weg sind zu beträchtlichen Teilen von Juncus effusus L. (Flatterbinsen) bedeckt.

Der Schilfgürtel vom Seglerhafen des SV-Hüde bis hinunter zur Mündung des Marler Grabens ist durch Steg- und Hafenanlagen stark gestört, zeigt aber stellenweise noch die gleiche Zonierung wie die o.g., seit dem Deichbau ungestörten Schilfflächen nördlich des Hafens.

Das unterlagernde Sediment besteht in den äußeren Zonen des Ostufers allgemein aus schwach muddigem Seesand (unter 1 % organische Substanz (s. Kap. 3.2.4.). Bei den vorherrschenden westlichen Winden ist dies die wind- und wellenexponierte Seite. Nur die Burlager Bucht, nördlich des Deichknicks in der Mitte des Ostufers, ist als geschützte Lage anzusehen, in der sich, wie schon in früheren Seestadien, auch heute Pflanzen mit hohen Nährstoffansprüchen (Typha angustifolia) an der äußeren Schilfgrenze ansiedeln können. Die Sedimentuntersuchung zeigte noch einige hundert Meter nördlich der Schilfgrenze, daß hier feineres Material mit höherem Gehalt an organischer Substanz abgelagert wird als am übrigen Ostufer.

Für die Standorte der anderen, anspruchsvolleren, auf die landnäheren Zonen des Schilfgürtels beschränkten Pflanzenarten gilt das gleiche wie am Nordufer.

Durch die Eindeichung wird das Altschilf bei Hochwasser nicht mehr über den Schilfgürtel hinaus auf die Wiesen getrieben, wo es früher von den Bauern "aufgebrannt" wurde, sondern lagert sich vor dem Deichfuß ab. Dadurch kommt es zu einem schnelleren Vordringen der Verlandungsgrenze gegen den See als vor der Eindeichung (s. Kap. 4.3.).

Die Schilfzonen des Südufers

Das Südufer hat die ausgedehntesten und kompliziertesten Schilfgesellschaften am Dümmer. Vor dem Deich hat sich hier ebenfalls ein Streifen von Glyceria maxima gebildet, der allmählich seewärts in den Phragmites-Gürtel hineinwächst.

Im Bereich der "Hüder Marsch" ist Phragmites nur noch vereinzelt, weiter im Westen meistens noch als dichter Oberwuchs in den Glyceria-Flächen anzutreffen. An einigen Stellen finden sich kleine Areale aus Seggen, Lysimachia vulgaris L. (Gilbweiderich) und Lythrum salicaria L. (Blutweiderich) neben Rumex, Cicuta/ Oenanthe und anderen Sumpfpflanzen z.T. in dichten Gruppen eingestreut. Cicuta virosa ist an schlammigen, nassen Stellen wie z.B. der Mündung des Kiesteichgrabens häufig.

Die nächst seewärtige Zone auf der Hüder Marsch wird von Phragmites und teilweise auch von Typha angustifolia gebildet. Letztere kommen zusammen mit Scirpus besonders am Außenrand vor. Auch die hier auftretenden kleinen Flächen von Typha latifolia können bis direkt ans Wasser reichen.
Dem zusammenhängenden Schilfgürtel vorgelagert sind auf der Hüder Sandbank noch einige Schilfinseln mit Scirpus lcustris, meistens am seewärtigen Außenrand und Typha angustifolia, Phragmites, Typha latifolia, Sparganium erectum und Acorus im Inneren.
Vom Ostufer der Südbucht zieht sich ein zusammenhängender Schilfrohrgürtel in z.T. reinen Phragmites-Beständen (Schilfrohr-Schnittflächen) bis zur Hunte hinüber. Diese Zone ist auf weite Strecken als der alte Schilfgürtel des Südufers vor den ersten größeren Meliorationsmaßnahmen (etwa 1900) anzusehen (s. Abb.50). Am Südrand der Südbucht folgt seewärts auf diesen Phragmitesbereich eine Zone, die abwechselnd von Typha angustifolia und Glyceria beherrscht wird. Die Typha-Vorkommen reichen an der alten Beeke-Mündung weit in den Schilfrohrgürtel hinein nach Süden. Die von den anderen nährstoffreichen Stellen genannten Pflanzen kommen hier am seewärtigen Schilfrand stellenweise in großen Mengen vor, insbesondere Solanum dulcamara. Einzelne Schlamminseln sind - ähnlich wie im alten Olga-Hafen am Westufer der Nordbucht - fast ausschließlich von dikotylen Sumpfpflanzen besiedelt. Scirpus tritt vor dem seewärtigen Rand in kleinen Gruppen und in verstreuten einzelnen Halmen auf.

Das Westufer der Südbucht wird ebenfalls von Typha angustifolia, z.T. mit Scirpus gemischt und von der Glyceria maxima-Gesellschaft beherrscht. Typha angustifolia dringt im Süden am weitesten gegen die freie Wasserfläche vor, während im nördlichen Teil Scirpus die Vorposten bildet. Besonders im Südwesten und in den Buchten des Nordwestufers der Südbucht findet sich eine üppige Schlamm-

flora. Hier wurde neben den stellenweise sehr häufigen Epilobium hirsutum (Weidenröschen), Solanum dulcamara, Lycopus europaeus L. (Wolfstrapp) und Mentha aquatica L. (Wasserminze), u.a. auch Calla palustris L. (Drachenwurz) angetroffen, die an einer Stelle einen mehrere Quadratmeter großen reinen Bestand bildete. Sparganium erectum ist in diesem Gebiet ebenfalls sehr verbreitet und bildet etwas randferner kleinereKomplexe von bis zu ca. 100 $m^2$ Größe.

An den Ufern der Buchten sind hin und wieder die Horste der breitblätterigen großen Ufersegge (Carex riparia L.) zu beobachten.

Im mittleren Teil des Südufers schließen sich an die o.g. alte Phragmites-Zone seewärts 200 - 500 m breite junge Verlandungsflächen an. Sie werden vor allem von Glyceria eingenommen. Phragmites, Typha angustifolia und Scirpus treten in weiten Arealen abwechselnd als lockerer Oberwuchs auf, bilden aber auch inselartige Bestände, in denen jeweils eine Art allein herrscht. Besonders auffallend sind drei große ovale Phragmites-Inseln in der östlichen Hälfte (s. Abb.30 +Anl.), deren Entstehungsursachen bisher noch ungeklärt sind. Auch kleinere Komplexe von Typha latifolia und Sparganium kommen vor.

Charakteristisch für dieses junge Verlandungsgebiet zwischen Südbucht und Hunte sind etwa 70 kleine, offene Wasserflächen von wenigen Quadratmetern bis zu 1.000 $m^2$ Größe. Einzelne von ihnen stehen noch über Wasserrinnen mit dem See in Verbindung, während die meisten bereits isoliert innerhalb der Schilfflächen liegen. An zahlreichen Stellen ist noch erkennbar, daß sie an Linien aufgereiht sind, die ehemals den Außenrand des Schilfgürtels bildeten. Ihre Entstehung ist folgendermaßen erklärbar: In besonders schnellen Verlandungsphasen wird die Vegetation lückenhaft vorgerückt sein, sich dann in den folgenden Konsolidierungsphasen an der neuen äußeren Grenze wieder zu einer dichten Pflanzendecke zusammengeschlossen und so die noch offenen Stellen isoliert haben. Die Verlandung der kleinen Wasserflächen selbst scheint sehr langsam fortzuschreiten, denn diejenigen im südlichen Teil müssen bereits seit Jahrzehnten bestehen. Diese ungewöhnlich abwechslungsreiche Verlandungszone bildet den Hauptnistplatz für Enten, Möwen und zahlreiche andere Wasservögel und ist deswegen unter Naturschutz gestellt worden.

Der nördliche Außenrand des Südufer-Schilfgürtels wird abwechselnd von Typha angustifolia und Scirpus gebildet. Es tritt keine scharfe Grenze auf, wie etwa am Westufer, sondern die vordere Zone löst sich in einzelne Halme (Initialen) auf. Außerhalb des geschlossenen Schilfgürtels zieht vom Südostrand der Südbucht ein Streifen von Nymphaea alba L. und Nuphar luteum SMITH (See- und Teichrose), z.T. weite Flächen bedeckend, z.T. Lücken zwischen den äußeren Schilfbeständen nutzend, vor dem gesamten Südufer entlang bis zur Huntemündung hinüber. Der Westteil der Südbucht sowie die Bucht östlich der Hunte ("Dümmersort") sind bis auf wenige offene Wasserstellen in Ufernähe vollständig von einem Seerosenteppich überzogen (Flächen von 30.000 - 40.000 $m^2$). Ihre dicken Wurzeln bedecken die schwarze Mudde am Boden so dicht, daß man beim Vorwärtstaken der Boote leicht einen Halt findet und beim Bohren manchmal erst eine Lücke dazwischen suchen muß.

Beziehungen zwischen Vegetation und unterlagerndem Sediment kommen am Südufer an verschiedenen Stellen klar zum Ausdruck. Vor der starken Eutrophierung durch die menschlichen Einflüsse waren die Flachwasserstandorte am Nordrand der Hüder Marsch sicherlich nur von Phragmites und Scirpus zu besiedeln. Die Sedimentuntersuchungen zeigten, daß auch heute auf der Sandbank nördlich der vorgelagerten Schilfinseln nur Seesand (wie am Ostufer) abgelagert wird. Nach einer Karte von 1895 fehlte hier auf einer längeren Strecke jeglicher Schilfbewuchs. Heute sammelt sich im Schutz der vorgelagerten Schilfinseln am Außenrand des dichten Schilfgürtels eine an organischer Substanz reiche grauschwarze Mudde, die das Nährstoffangebot so stark erhöht, daß auch Typha angustifolia und Glyceria maxima den äußersten Rand bilden können.

Am Ostufer der Südbucht wird nach den Bohrergebnissen ebenfalls Seesand bzw. Sandmudde abgelagert. Dieses Ufer hatte vor der Entwicklung der breiten jungen Verlandungszone am mittleren Südufer auch eine wind- und wellenexponierte Lage. Aus diesen Gründen wird die äußere Zone aus reinen Phragmites-Beständen gebildet. Die anspruchsvolleren Arten erscheinen auch hier - wie am Nord- und Ostufer - erst auf den durch verwitterndes Altschilf nährstoffreicheren landnäheren Standorten. Die kleineren Komplexe mit Typha angustifolia, Glyceria und anderen Arten mit hohen Nährstoffansprüchen, die stellenweise am seewärtigen Rand der Schilfrohrzone liegen, sind nicht hier gewachsen, sondern am Westufer

der Bucht und beim Frühjahrshochwasser 1970 mit dem Eis aufgeschwommen und herübergetrieben worden. Sie waren bei der Winterkartierung dort noch nicht vorhanden, sondern wurden erst bei den Untersuchungen im Sommer 1970 angetroffen.

Am Südwestrand der Südbucht und vor der ehemaligen Mündung der Twistlake im Dümmersort fällt die weite Verbreitung von Typha angustifolia auf. Hier herrscht besonders ruhige Schlammsedimentation. Unter den jungen Verlandungsflächen des mittleren Südufers liegt nach einer Bohrung nördlich des mittleren Deichsiels ebenfalls schwarze Mudde.

Die Schilfzonen des Westufers

Das Gebiet der Huntemündung zeichnet sich besonders durch weite Flächen ziemlich reiner Glyceria-Bestände aus. Größere Flächen von Phalaris arundinacea L. (Rohrglanzgras), wie sie GRAEBNER & HUECK 1925 beobachtet hatten, sind nicht mehr vorhanden. Nur auf dem Baggergut unmittelbar links und rechts der heutigen Hunte ist diese Art auch jetzt noch verbreitet.

Im südlichen Teil des Westufers liegt vor dem Deich zunächst eine Zone mit Seggenwiesen, die mehr oder weniger stark von Süßgräsern durchsetzt ist. Seewärts schließt sich der alte Phragmites-Gürtel an (s. Abb.50). Er ist z.T. bereits stark von Glyceria durchsetzt. Das Gebiet der ehemaligen Ohmundsbachmündung ("Wackersort") wird von einer jungen Verlandungsgesellschaft, ähnlich derjenigen des Südufers eingenommen: Typha angustifolia, Scirpus und jetzt auch die für das Westufer allgemein typischen Typha latifolia-Vorkommen in größeren Komplexen oder in inniger Mischung mit den übrigen, während Glyceria noch nicht so beherrschend ist wie im Süduferbereich.

Den äußersten Rand nehmen Glyceria und Typha angustifolia, z.T. mit sehr viel Solanum dulcamara und daneben u.a. Rumex, Sparganium und Cicuta/Oenanthe ein. Die Bucht selbst ist ebenfalls gänzlich von Seerosen bedeckt. Im südlichen Mittelteil des Westufers folgen vor einem über 300 m breiten, z.T. aufgeforsteten Bruchwaldgürtel, den GRAEBNER & HUECK (1931) und PFAFFENBERG (1964) näher beschreiben, Reste des alten Phragmites-Bestandes mit Glyceria wechselnd, wobei letztere in der Verbreitung weit überwiegen.

Nach Norden schalten sich auch von Seggen oder Süßgräsern beherrschte Flächen ein. Auch in dieser vorderen Zone sind Gruppen von Weidengebüsch noch häufig. Weiter seewärts folgt fast überall ein Streifen von Typha latifolia, der nur an einzelnen Stellen unterbrochen ist, wo kleinere Phragmites-Inseln noch bis an das offene Wasser reichen.

Unmittelbar an der Verlandungsfront tritt eine andere Pflanzengesellschaft auf: ein Gemisch aus Typha angustifolia,Glyceria, Solanum dulcamara, Cicuta/Oenanthe und Rumex. Der von ihnen besiedelte Streifen ist oft weniger als 1 Meter breit und die vier genannten Arten herrschen wechselnd. Auf älteren Luftbildern ist erkennbar, daß dieser Streifen vor der Typha latifolia-Zone schon seit 10 - 15 Jahren in ähnlicher Ausbildung existiert. Solanum kann sogar in dichtem Rankengestrüpp auf die freie Wasserfläche hinaushängen und einen Teppich von einigen Quadratmetern Ausdehnung vor dem Typha-Streifen bilden. Cicuta und Rumex treten auch weiter landeinwärts in wechselnder, aber allgemein geringerer Häufigkeit auf. Als seltenere Beimengungen finden sich in der vordersten Zone u.a. Sparganium erectum, Epilobium, Bidens tripartitus L. (Zweizahn), Lycopus und Mysotis palustris L. (Sumpfvergißmeinnicht).

Nur an drei Stellen dieses Westuferabschnittes treten in kleinen Buchten wenige Quadratmeter große Flächen von Nymphaea und Nuphar auf. Im nördlichen Mittelteil des Westufers fehlt die Bruchwaldzone. Die Carex-Wiesen vor dem Deich gehen in einen schmalen Glyceria-Streifen über, der etwas in den seewärts folgenden alten Phragmites-Gürtel hineinreicht. An einigen Stellen, im Gebiet alter Grabenmündungen, reicht das Glycerietum durch das Scirpo-Phragmitetum hindurch bis unmittelbar an das freie Wasser. Die Uferlinie wird hier etwas buchtenreicher und das Phragmitesreicht häufiger noch bis an die heutige Verlandungsgrenze. Glyceria tritt in größeren Mengen und Flächen in der Außenzone auf, so daß Typha latifolia nicht mehr in dem Maße das Bild beherrscht, wie weiter südlich. Cicuta, Solanum dulcamara und Rumex sind ebenfalls etwas seltener und werden erst hinter dem nördlich anschließenden Seerosengebiet wieder häufiger.

Dieses große Seerosengebiet erstreckt sich vom Clarholzer Seglerhafen etwa 750 m weit nach Süden und reicht bis zu 200 m weit in den See hinaus. Es ist durch zahlreiche vorgelagerte große und

kleine Binseninseln vor Seegang geschützt. Unmittelbar vor dem Ufer (Schilfgrenze) besteht auch hier eine Zone von 10 - 50 m freiem Wasser.

Der Nordteil des Westufers, nördlich vom Gasthaus Schomaker, wird deichwärts von einem Gemisch von Phragmites und Glyceria beherrscht. Nur an drei größeren Stellen (Schnittflächen) finden sich noch reine Phragmites-Bestände.

Um die Bucht des alten Olgahafens, östlich des Deichsiels, treten wieder größere Komplexe von Typha latifolia auf, im übrigen dominieren in der Außenzone Glyceria und stellenweise auch Typha angustifolia, mit starken Beimengungen der gleichen Sumpfpflanzenarten wie am Süd- und Westufer der Südbucht. Letztere können auch hier auf einigen kleinen Schlamminseln allein die Flora beherrschen.

Der große Phragmites-Komplex nordöstlich des alten Olgahafens ist auf zahlreichen kleinen Horsten bereits ebenfalls von dieser Flora durchsetzt, auch die großen Carex-Arten kommen dort häufiger vor. Bis zu einer Linie von den Binseninseln östlich der Stege von Schomaker zu dieser Schilfrohrfläche, ist die ganze Bucht von Seerosen bedeckt.

Das Westufer der Nordbucht wird im Wesentlichen von Glyceria, stellenweise mit dichtem Phragmites-Oberwuchs gebildet. Der Außenrand führt im Südteil neben Glyceria und Typha latifolia nur Solanum dulcamara in etwas größerer Menge. Erst in der Nordwestecke findet sich die üppige Flora aus Cicuta, Solanum, Rumex, Bidens, Lycopus, und darüber hinaus hier viel Epilobium hirsutum und auch Eupatorium cannabinum (Wasserhanf).

Nord- und Ostufer der Nordbucht zeigen breite Glyceria-Flächen, deichwärts z.T. noch mit Phragmites-Oberwuchs und im Nordwesten dicht hinter der Außenzone größere Komplexe von Typha latifolia.

Auffallend sind einige spärliche Phragmites-Vorkommen in der westlichen Hälfte der Bucht. Nach den Meßtischblättern von 1895 sowie wegen häufiger Schilfwurzelreste[1] sind sie als Reste des einstmals die ganze Bucht erfüllenden Phragmites-Bestandes zu deuten.

Die Binseninseln. Die gesamte westliche Seehälfte ist von zahlreichen inselartigen Vorkommen von Scirpus lacustris ("Binseninseln") durchsetzt, deren Anzahl, Verbreitung und Entwicklung

1) in Bohrproben

im Zusammenhang mit der Schilfkartierung ebenfalls untersucht worden ist. Es handelt sich nicht um echte Inseln, sondern um eng zusammenstehende Halmgruppen(Herden), die mit einem dichten und sehr festen braunschwarzen Wurzelfilz dem Seeboden aufliegen, aus dem die bis etwa 3 m langen Halme emporwachsen. Nur nahe am Westufer kommen an einigen Stellen einzelne Typha latifolia- und Phragmites-Halme eingestreut vor und nördl. der Hüder Marsch in z.T. dichten Gruppen neben den genannten Arten auch Typha latifolia und Sparganium. Im übrigen handelt es sich stets um einartige Bestände von Scirpus lacustris.

Derartige Binseninseln sind von JÄRNEFELT (1938) aus finnischen Seen, von DU RIETZ et al. (1939) aus dem Tåkern sowie von LUNDQVIST (1940) aus Seen auf Gotland beschrieben worden und kommen in geringer Anzahl auch im Nordostteil des Steinhuder Meeres vor. Die kleinen Binseninseln sind oft annähernd rund, was auf bestimmte, bei der vegetativen Vermehrung bevorzugte Wachstums-Richtungen zurückzuführen ist (SEIDEL 1955), während die großen unregelmäßige, abgerundete Formen aufweisen. Beziehungen der Form zur vorherrschenden Windrichtung sind nicht erkennbar. Die Durchmesser der Inseln reichen von 0,5 - 1,0 m - einer besonders im südlichen Westuferbereich häufigen "Größe" - bis zu 50 Metern. Von dieser Größenordnung existierten 1966 im ganzen See aber nur 10 Inseln bei einer Gesamtzahl von etwa 145.

Aufgrund der Luftbildkartierung können die Vorkommen in 4 Gebiete untergliedert werden (s. Abb.52 +53 ):

Nordufer und Nordbucht, nördl. der Durchfahrt zum Gasthaus Schomaker
Nördliches Westufer, vor den großen Seerosenflächen
Mittleres und südliches Westufer
Südufer und Südbucht

Der Ausgang der Nordbucht und das nördliche Westufer weisen die dichtesten Bestände auf, nach Osten und Süden nimmt die Häufigkeit stark ab. Am Süd- und Ostufer sind nur an wenigen Stellen kleine Binseninseln vor dem Schilfgürtel anzutreffen.

Nach der Verteilung im See kann man annehmen, daß die Standorte dieser isolierten Scirpus-Flächen nicht vom Nährstoffgehalt des Substrates (s.a. SEIDEL 1955) abhängen, sondern von der Wind- und Wellenexposition, da sie sowohl auf 0,5 m mächtigen, an organ. Substanz reichen Mudden am Westufer vorkommen, als auch auf den sandigen Flächen im Zentralteil mit nur wenigen Prozent

organ. Substanz im Sediment (s. Abb. 36 , Kap. 3.2.). Der Grund für ihr Fehlen im östlichen Teil des Sees ist wahrscheinlich darin zu sehen, daß sich isolierte (etwa durch das mit dem Frühjahrshochwasser aufschwimmende Eis ausgerissene) Stoppeln mit Wurzelballen, die wesentlich zur Verbreitung beitragen können (SEIDEL 1955), in diesen Gebieten wegen der bis zur Sedimentoberfläche hinabreichenden Wellenbewegungen (s. Kap. 3.2.5.) nicht festzusetzen vermögen. Die ungestörte Weiterentwicklung der Binseninseln wäre wohl so verlaufen, daß sie sich allmählich von W nach E über die gesamte Seefläche ausgebreitet hätten, weil sich bei vorherrschend westlichen Windrichtungen der jeweils durch die östlichsten Vorkommen begrenzte ruhigere Seebereich durch Festsetzen neuer Inseln im Schutz der alten weiter vorgeschoben hätte. Weitere Überlegungen und Untersuchungen zur Entwicklung der Binseninseln werden im Kap. 4.2.2./3. dargelegt.

Aus der Auswertung der Luftbilder und der Kartierung ergibt sich, daß die Binseninseln über mehr als 15 Jahre (1955 - 70) in z.B. 1000 m Entfernung vom Ufer an der gleichen Stelle, teilweise mit beträchtlichen positiven oder negativen Größenunterschieden, teilweise auch in annähernd der gleichen Größe erhalten bleiben können.

Sie erlangen für die Sedimentation nicht dadurch Bedeutung, daß sich zwischen den Halmen Schlamm ablagert - was kaum der Fall war, wie die Bohrungen zeigten - sondern durch das Hervorrufen von Beugungs- und Interferenzerscheinungen bei den Oberflächenwellen, die in dem von Binseninseln durchsetzten Gebiet daher nicht so große Höhen erreichen wie auf der freien Wasserfläche. Durch die ebenfalls verringerte Tiefenwirkung kann sich dann leichter Sediment am Boden ablagern als in den ebenso tiefen (bzw. flachen) Gebieten ohne Binseninseln.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die von Phragmites communis (stellenweise mit Scirpus lacustris-Beimengungen) besiedelten äußeren Zonen des Ostuferschilfgürtels bei Gehalten von weniger als 1 % organ. Substanz (Gew.% d. Trockensubst.) im seewärts davorliegenden Sediment als mesotrophe Standorte anzusehen sind. Die anspruchsvolleren, eutraphenten Arten sind an diesem Ufer auf die durch angeschwemmten Detritus mit Nährstoffen angereicherten landnahen Teile des Schilfgürtels beschränkt. Das Westufer hingegen weist bis zum seewärtigen Schilfrand eutrophe

Standortbedingungen (über 30 % organ. Substanz im Sediment) auf und Typha latifolia, T. angustifolia, Glyceria maxima, Cicuta/ Oenanthe, Rumex hydrolaphatum und Solanum dulcamara bilden daher auf weiten Strecken die äußere Verlandungsfront. Die beiden beherrschenden Spezies sind: am Westufer Typha latifolia und am Ostufer Phragmites communis. Die Schilfgesellschaften am Südufer gleichen mehr denjenigen des Westufers, während das Nordufer vegetationsmäßig dem Charakter des Ostufers nahekommt.

Abgesehen von lokalen Nährstoffanreicherungen an Bachmündungen und im Huntedelta kommt vor allem in dem extremen Unterschied zwischen West- und Ostuferflora zum Ausdruck, daß die Zusammensetzung der Verlandungsvegetation an den einzelnen Standorten im Dümmer ebenfalls (indirekt) von der Wind- und Wellenexposition abhängt, weil letztere bei annähernd gleicher Wassertiefe den Nährstoffgehalt des Substrats bestimmt. Die Verlandung setzt daher am Westufer gleich an der Außenfront mit Pflanzenassoziationen ein, die sonst (in expon. Lage) erst an der Landseite des Scirpo-Phragmitetums auftreten.

Zur Soziologie der genannten Arten ist noch zu bemerken, daß am Dümmer neben den fast stets einartigen Scirpus lacustris-Herden (Binseninseln) auch innerhalb des Schilfgürtels sehr ausgedehnte, nahezu einartige Bestände, vor allem von Phragmites communis und Glyceria maxima auftreten und in geringerem Maße auch Flächen, die fast ausschließlich von Typha latifolia, Scirpus lacustris oder Typha angustifolia bedeckt sind. Ihre Verteilung zeigt deutliche ökologische Unterschiede der Standorte an und man kann diese Flächen wohl nicht als "verarmte" Fazies des Scirpo-Phragmitetums ansehen, sondern es scheint sich um durchaus typische Ausbildungen zu handeln, wie sie von LANG (1967) am westlichen Bodensee ebenfalls festgestellt worden sind. Die Glyceria-Flächen am Dümmer veranlaßten GRAEBNER + HUECK (1931) zur Abtrennung eines Glycerietum aquaticae (= G. maximae) vom Scirpo-Phragmitetum als selbständige Assoziation innerhalb des Phragmitions. Wahrscheinlich war die Verbreitung der übrigen eutraphenten Arten noch erheblich geringer als heute (und weite Flächen im Sommer ebenfalls nicht begehbar), so daß sie diese als verschiedene Fazies innerhalb des Scirpo-Phragmitetums beließen. Bei der jetzt durchgeführten Kartierung ergab sich jedoch, daß ihre Massenentfaltung in bestimmten Ufergebieten nicht zufalls-

bedingt ist, sondern daß z.B. Typha angustifolia sich an Stellen mit ruhiger Schlammsedimentation noch in einigen Dezimetern Wassertiefe extensiv entwickelt, während Typha latifolia die optimalen Bedingungen für Massenentwicklungen anscheinend etwas landnäher auf zeitweilig trockenfallenden Schlammflächen findet, die sich z.B. am Dümmer-Westufer oft im Bereich ehemaliger Phragmites-Bestände gebildet haben. Die Ergebnisse der hier vorgelegten Übersichtskartierung der Verlandungsflora des Dümmers stützen daher die von LANG (1967) bei seiner Kartierung am westlichen Bodensee vorgenommene Abtrennung dieser Vorkommen als selbstständige Assoziationen (Typhetum latifoliae, T. angustifoliae, Scirpetum lacustris) vom Scirpeto-Phragmitetum.

3.2.3. Beobachtungen zur Verbreitung einiger Muscheln

Im Verlauf der Kartierungsarbeiten war aufgefallen, daß bestimmte Muschelgattungen an verschiedenen Stellen des rezenten Sees besonders häufig auftraten, während andere selten waren oder fehlten. Im Herbst 1970 wurde daher am Westufer und am Ostufer je eine Muschelaufsammlung durchgeführt, um diese Beobachtung zu erhärten (Abb.31).

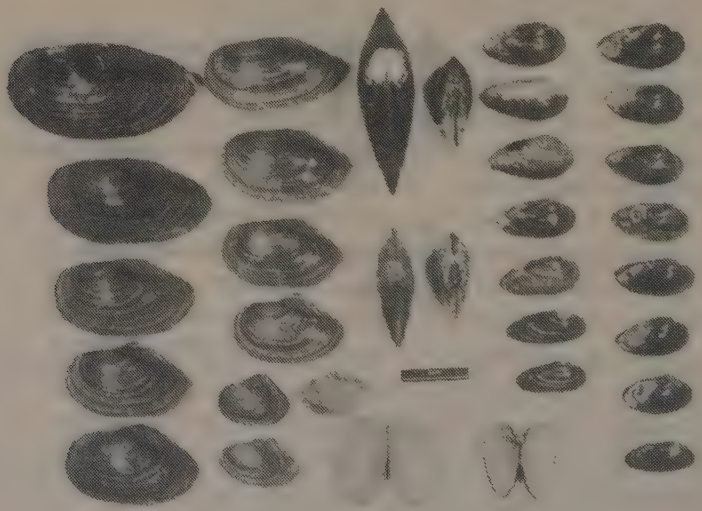


Abb. 31: Muschelfaunen aus dem Dümmer
links, Westufer: Anodonta cygnea u. anatina
rechts, Ostufer Unio tumidus u. pictorum

Die Aufsammlungen erfolgten vom treibenden Boot aus, nicht innerhalb einer definierten Fläche, sondern auf einer Strecke von etwa 30 - 50 m Länge, am Westufer ca. 5 - 20 m vor der Schilfgrenze und am Ostufer z.T. auch in der lockeren äußeren Zone des Schilfgürtels und in kleinen Buchten. Herr Dr. Streif (NLfB) hat freundlicherweise die gesammelten Faunen bestimmt, und seinem Bericht sind die unten aufgeführten Angaben über die ökologischen Merkmale der gefundenen Arten entnommen. Die Faunen hatten folgende Zusammensetzung:

Westufer (mittl. Teil)

| | | | |
|---|---|---|---|
| tote Exemplare | 33 | doppelklappige | Anodonta cygnea LINNÉ 1758 |
| | 4 | " | Anodonta anatina " |
| lebende Exemplare | 18 | " | Anodonta cygnea |
| | 3 | " | Anodonta anatina |

Ostufer (südl. der Grawiede)

| | | | |
|---|---|---|---|
| tote Exemplare | 24 | doppelklappige | Unio tumidus PHILLIPSON 1788 |
| | 10 | " | Anodonta anatina LINNÉ |
| | 5 | " | Unio pictorum " |
| | 5 | " | Dreissena polymorpha PALLAS 1779 |
| lebende Exemplare | 3 | " | Unio tumidus |
| | 1 | " | Unio pictorum |

"In der ersten Aufsammlung (Westufer) ist eine gute Übereinstimmung zwischen Biocoenose und Thanatocoenose vorhanden. Dagegen erweist sich die Thanatocoenose von der zweiten Aufsammlung (Ostufer) als fossilreicher als die Biocoenose, wobei jedoch bei der geringen Individuenzahl kaum eine Entscheidung darüber zu treffen ist, ob ein Teil toter Exemplare eingedriftet sein könnte, was bei der geringen Wassertiefe des Dümmers und bei der zeitweilig starken Wellenbewegung durchaus denkbar wäre.

Als Lebensraum bevorzugt A. cygnea nach LOŽEK (1964) stehende, pflanzenreiche und schlammige Gewässer: Altwässer, Seen und große Sümpfe. A. anatina hingegen hat ihre Hauptverbreitung im mäßig bewegten Wasser von Flüssen und Bächen, kommt aber auch in Tümpeln und Altwässern vor. Aus dem starken Überwiegen von A. cygnea gegenüber A. anatina ist somit abzuleiten, daß im Bereich des Dümmer-Westufers die Wasserbewegungen relativ ruhig ablaufen und weiche, schlammige Sedimente verbreitet sind.

Im Bereich des Dümmer-Ostufers südlich der Grawiede treten vorwiegend Unioniden auf, von denen U. tumidus langsam fließende Flüsse, Altwässer und Seen als Lebensraum bevorzugt und U. pictorum ebenfalls bewegtes Wasser anzeigt. Das gemeinsame Auftreten von Unioniden mit A. anatina dürfte dahingehend zu interpretieren sein, daß am Dümmer-Ostufer unruhigere Wasserbewegungen auftreten. Das völlige Fehlen von A. cygnea ist als Hinweis auf die Ausbildung der Bodensedimente zu betrachten, die im Bereich des Ostufers zu sandig sein dürften, so daß sich diese Form hier nicht ausbreiten kann.

Insgesamt repräsentieren die bearbeiteten Aufsammlungen nur eine sehr schmalen Ausschnitt der Molluskenfauna des Dümmers, die BORCHERDING (1889) beschreibt, und die auch heute noch weitgehen unverändert im See vorkommt. Als Neueinwanderer ist Dreissena polymorpha zu betrachten." (STREIF)

Dreissena tritt in den etwas tieferen (1,1 - 1,3 m) und etwas uferferneren sandigen Faziesbereichen häufig in Klumpen aus mehr ren, mit dem Byssus aneinandergehefteten Exemplaren massenhaft auf, ist in unmittelbarer Ufernähe jedoch selten.

Die Wind- und Wellenexposition des Ostufers prägt sich also sowohl in der relativen Grobkörnigkeit des Sediments (Fein- bis Mittelsand) und infolge des geringen Nährstoffgehaltes in der Besiedlung durch anspruchslosere Schilfarten, als auch im Auftreten kleinerer, dickschaliger Muscheln aus. Am Westufer sind die Verhältnisse dagegen umgekehrt: geschützte Lage, feinkörniges Sediment, reich an organ. Substanz, anspruchsvollere Makrophyten und relativ dünnschalige große Muscheln sind die Merkmale dieses Seebereichs, so daß die Exposition des Standortes, bei gleicher Wassertiefe, indirekt auch für die Zusammensetzung der benthonischen Makrofauna verantwortlich ist.

### 3.2.4. Die rezenten Sedimente

Die Ablagerungen im heutigen Dümmer weisen aus verschiedenen, im folgenden zu erläuternden Gründen, sehr starke Unterschiede auf: Am Westufer findet sich grauschwarze sapropelitische (FeS-haltige, an unvollständig zersetzter organ. Subst. reiche) Mudde, während am Ostufer und in weiten Bereichen des zentralen Teils Seesand mit mehr oder weniger geringem Muddeanteil abgelagert wird. Um diese Verschiedenheiten näher zu untersuchen und mit

älteren Seestadien zu vergleichen, wurde bei einer Reihe von Oberflächenproben (oberste 5 cm des Sediments) der Karbonatgehalt, der Gehalt an organ. Substanz und die Korngrößenverteilung innerhalb des mineralischen Anteils (Ton, Schluff, Sand, Kies; einschließlich der Diatomeenreste) festgestellt. Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen sind in Abb. 33 in Form von Kornsummenkurven dargestellt. Man erkennt auf der Abbildung, daß die Medianwerte vom Ton bis fast zum Grobsand reichen. Der Begriff "Ton" ist hier nur als Korngrößenmaß für die Fraktion unter 0,002 mm und nicht als petrographischer Begriff gebraucht, weil diese Fraktion zu einem beträchtlichen Teil aus Diatomeenresten besteht (Abb. 32 ).

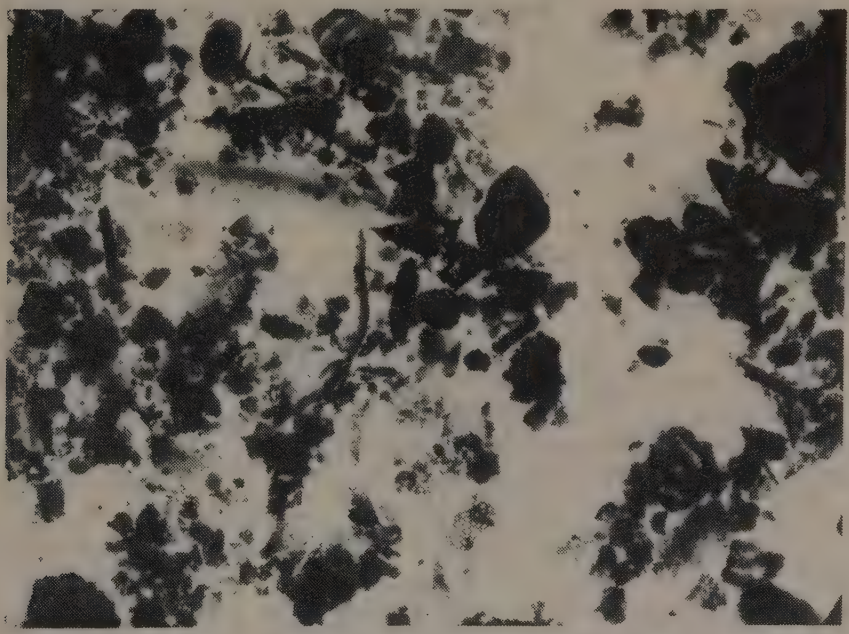


Abb. 32: Rezente schwarze Mudde (Bhrg. 132, nördl. Westuferbereich), elektr.-mikroskop. Aufnahme der mineralischen Substanz (Kornfraktion unter 0,02 mm),Kalk u. organ. Substanz sind herausgelöst, der Rest besteht zu beträchtlichem Anteil aus Diatomeenresten.

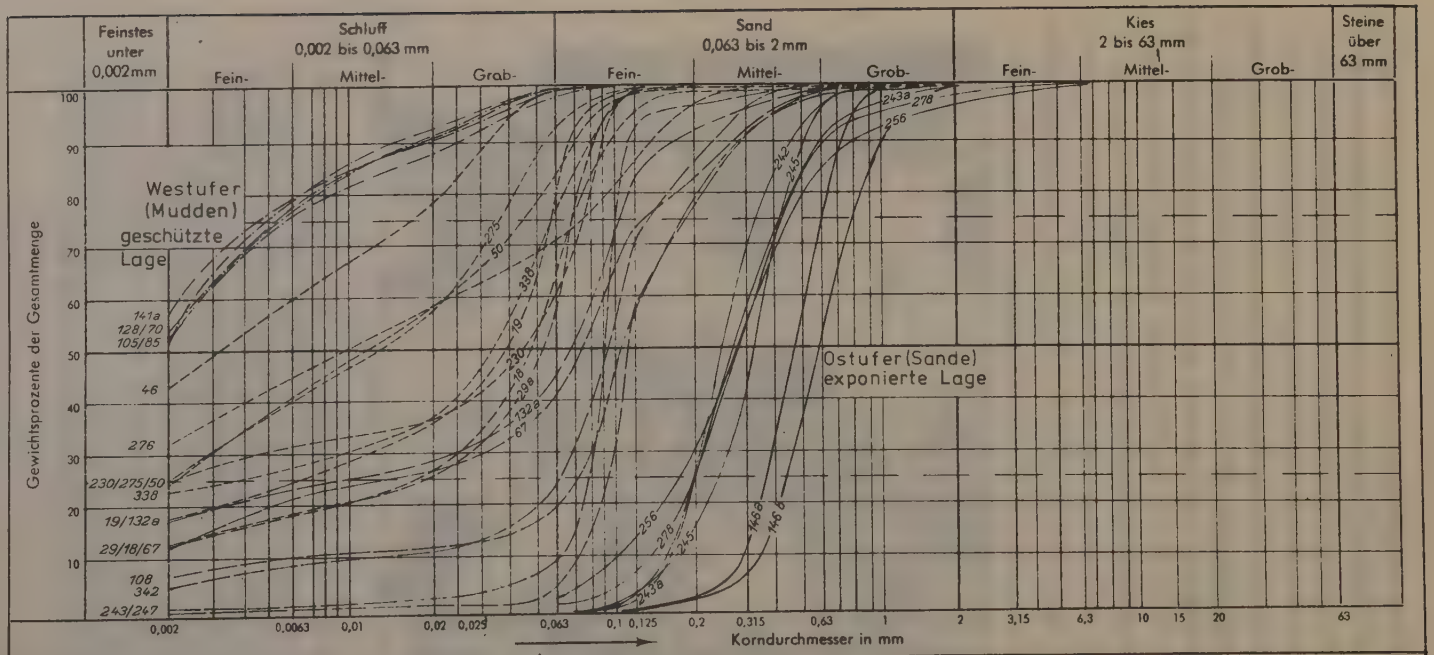



Abb.33: Kornsummenkurven des minerogenen Anteils von Proben rezenter See-Sedimente aus dem DÜMMER (einschl. Diatomeenreste)

Lage der Medianwerte im: Ton ———— Feinsand ————

$S_0$ = Sortierungswerte

Schluff – – – – – Mittelsand ————

$S_0$ 1,89 - 6,1 $S_0$ 1,28 - 1,60

$S_0$ 1,13 - 3,29

Zwischen diesen Extremen bestehen alle Übergänge vom feineren zum gröberen mit zunehmender Entfernung vom Westufer. Die Kurven sind nach der Lage ihrer Medianwerte im Ton, Schluff, Feinsand und Mittelsand in 4 Gruppen eingeteilt. Ihr Verlauf wird in dem Gebiet unter 0,02 mm Durchmesser nicht allein vom minerogenen Anteil, sondern auch von Diatomeenresten bestimmt, die im Verhältnis zu ihrem Gewicht eine größere Oberfläche haben als minerogenes Material und daher aufgrund ihrer geringen Sinkgeschwindigkeit in feinere Fraktionen eingehen. Nähme man allein die anorganischen Anteile, so lägen die Medianwerte der Tongruppe (70 - 141a) wahrscheinlich alle im Feinschluff- und diejenigen der unteren Schluffgruppe würden sich zum Grobschluffgebiet hin verschieben. Ein eigentlicher Ton-Sedimentationsbereich, wie in den tieferen Becken großer Seen, z.B. des Bodensees (G. MÜLLER 1963), oder der Großen Seen Nordamerikas (HOUGH 1958, THOMAS 1968) wäre demnach im Dümmer nicht vorhanden. Bei der geringen Wassertiefe sind die Turbulenzen zumindest zeitweilig stark genug, um Schluff vom östlichen und zentralen Sedimentations- bzw. Erosionsbereich bis an das Westufer zu transportieren.

Stellt man die Korngrößenverhältnisse im mineralischen Anteil an Hand der Medianwerte kartenmäßig dar (Abb. 34), so ergeben sich folgende Faziesbereiche: ein nur etwa 50 - 100 m breiter Streifen toniger Sedimente am geschützten Westufer, der mit den größten Mächtigkeiten der rezenten schwarzen Mudde zusammenfällt (Abb. 20), ein im Norden schmaler, im Südwesten bis zu 1000 m breiter Schluffbereich, ferner ein von Norden nach Südosten durch den ganzen See ziehender Feinsandbereich, der teilweise auch das Gebiet vor dem Ostufer mit einschließt, sowie eine kleine Mittelsandhalbinsel vor der Hüder Marsch im Südosten (Hüder Sandbank) und eine große Mittelsandfläche, die von der "Herrensieben" (Ompteda-Kanal) gegen Nordwesten in etwas tiefere Gebiete des Zentralteils zieht. Die Flächenprozente der einzelnen Faziesgebiete verteilen sich etwa wie folgt: Feinsand 54 %, Mittelsand 26 %, Schluff 19 %, Ton 1 %.

Der Tonbereich erscheint auf der Karte mit den alten Schilfgrenzen (Meßtischblatt) viel zu breit, weil Teile dieser Zone inzwischen verlandet sind. Die Prozentwerte sind unter Berücksichtigung der neueren Schilfgrenzen nach Luftbildern von 1966 berechnet. Der Schluffbereich weist in der Nähe der Huntemündung

Abb.34: Korngrößenverhältnisse im minerogenen Anteil der rezenten See-Sedimente des DÜMMERs

sehr hohe Feinsandgehalte auf, die in einigen Proben sogar die stärkste Fraktion stellen. Es handelt sich hier vermutlich um sandiges Material, das mit der Hunte in den See gelangt ist (STAESCHE 1966). Bei einer Einteilung nicht nach dem Medianwert sondern nach der stärksten Kornfraktion würde daher der Feinsandbereich bis zur Hunte durchgreifen.

Ein weiteres, für die jeweiligen Sedimentationsbedingungen charakteristisches Merkmal ist der unterschiedliche Sortierungsgrad der mineralischen Anteile des Sediments. Die Sortierungskoeffizienten nach TRASK (1932) liegen mit Werten von 1,1 bis 1,4 für Ostufer-Strandsande bzw. limnische Sande aus dem Sublitoral des Ostufers nach der Einteilung von SINDOWSKI (1961) im gut bis sehr gut sortierten Bereich. Sie steigen gegen die Schluffzone auf etwas über 3 an und weisen in Westufernähe mit Werten bis zu 6 ausgesprochen schlechte Sortierung auf. Diese Unterschiede kommen auch in dem flacheren Anstieg der Kurven (Abb. 33) mit Medianwerten im Schluff- und Feinsandbereich gegenüber den grobsandreicheren Proben zum Ausdruck.

Die chemischen Untersuchungen erbrachten in ähnlich charakteristischer Weise sich ändernde Daten zwischen den West- und Ostuferproben. Dabei sind die gasvolumetrisch bestimmten Karbonatgehalte als Kalkgehalt interpretiert worden, da HCl-lösliche Sulfide, wie Kontrollanalysen zeigten, nur in sehr geringen Mengen vorlagen und Fe- oder Mg-Karbonate in diesen Sedimenten ebenfalls nicht ins Gewicht fallen können. Diese Folgerung kann aus dem geringen Fe-Gehalt sowie aus Vergleichen mit Ergebnissen der Untersuchungen von UNGEMACH (1960) gezogen werden. Die Kalkgehalte (in Gew.% der Trockensubstanz) liegen in weiten Teilen der östlichen Seehälfte sowie auf der Hüder Sandbank unter 1 % und steigen etwas unregelmäßig in Richtung auf das Westufer an, um in dessen unmittelbarer Nähe stellenweise über 15 % zu erreichen (Abb. 35).

Die Gehalte an organ. Substanz weisen den gleichen Trend auf: Sie betragen im Ostteil ebenfalls weniger als 1 % und erreichen am Westufer mehr als 30 % (Abb. 36). Stellt man die Komponenten mineralischer Substanz, Kalk und organ. Substanz in einem Dreistoffdiagramm dar (Abb. 37), so wird erkennbar, daß alle Proben annähernd auf einer schräg aus der Ecke der reinen Mineralsubstanz (Seesande des Ostufers) in Richtung auf die an organ.

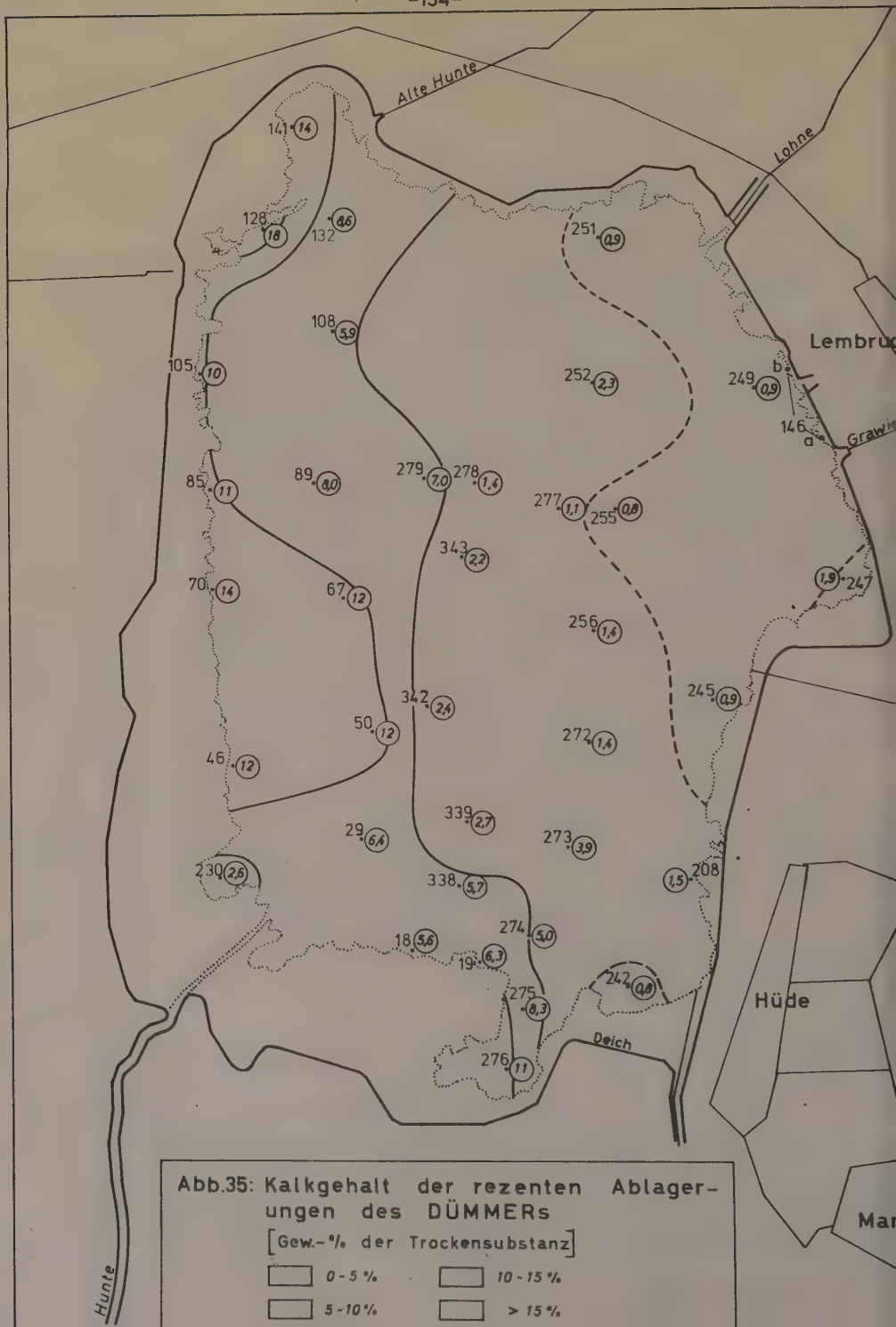



Abb.35: Kalkgehalt der rezenten Ablagerungen des DÜMMERs

[Gew.-% der Trockensubstanz]

0 - 5 %  10 - 15 %

5 - 10 %  > 15 %

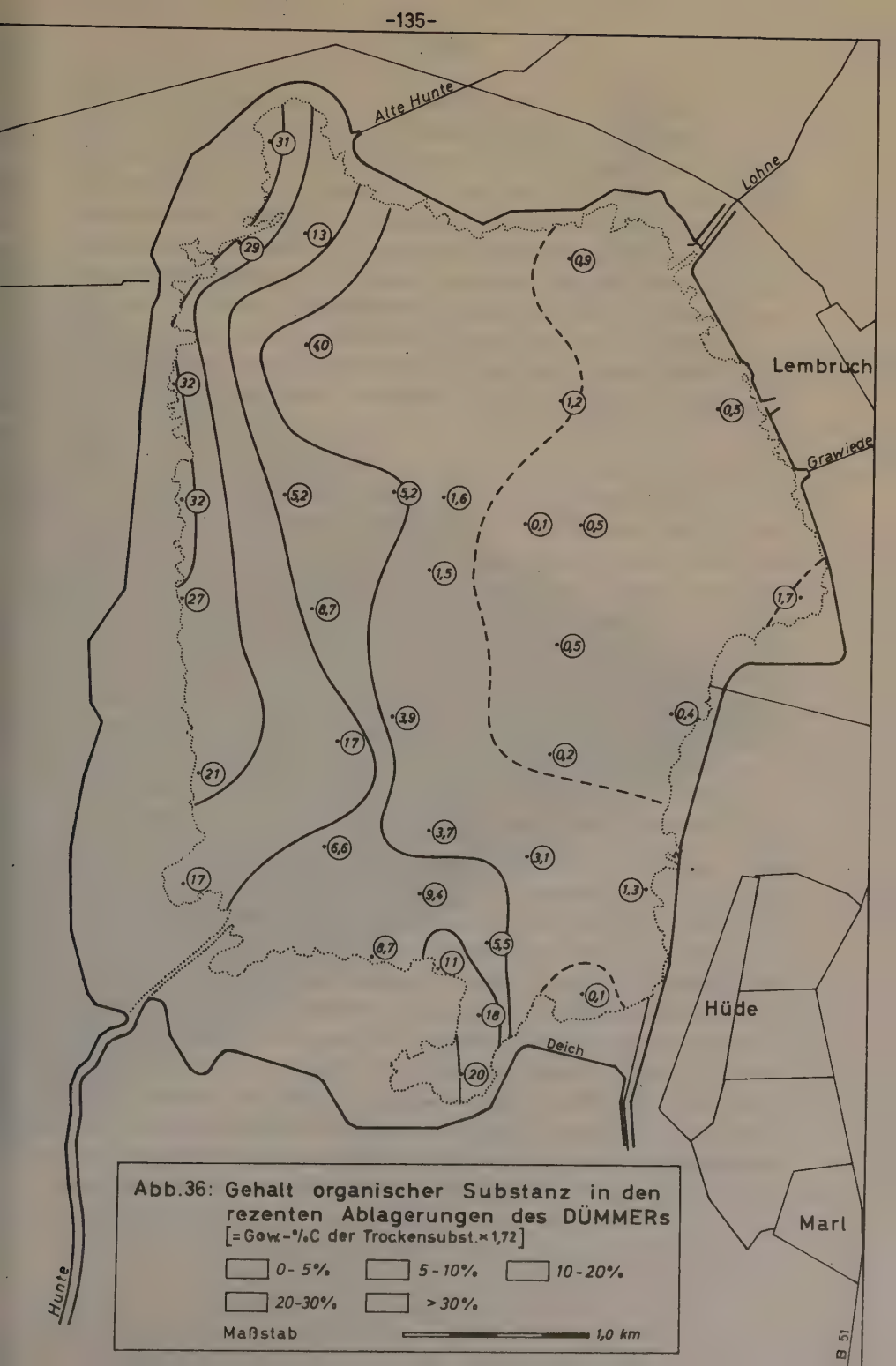



Abb.36: Gehalt organischer Substanz in den rezenten Ablagerungen des DÜMMERs
[= Gew.-%C der Trockensubst. × 1,72]

0 - 5%  5 - 10%  10 - 20%
20 - 30%  > 30%

Maßstab 1,0 km

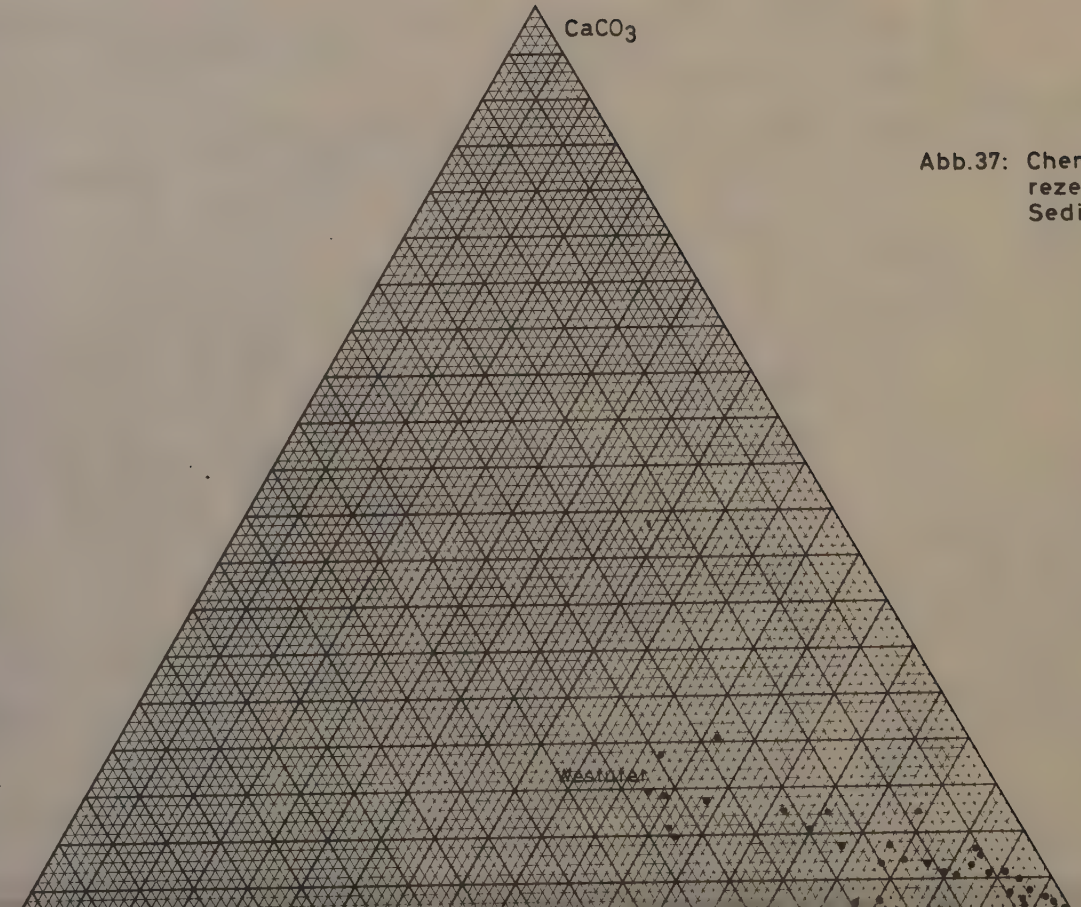


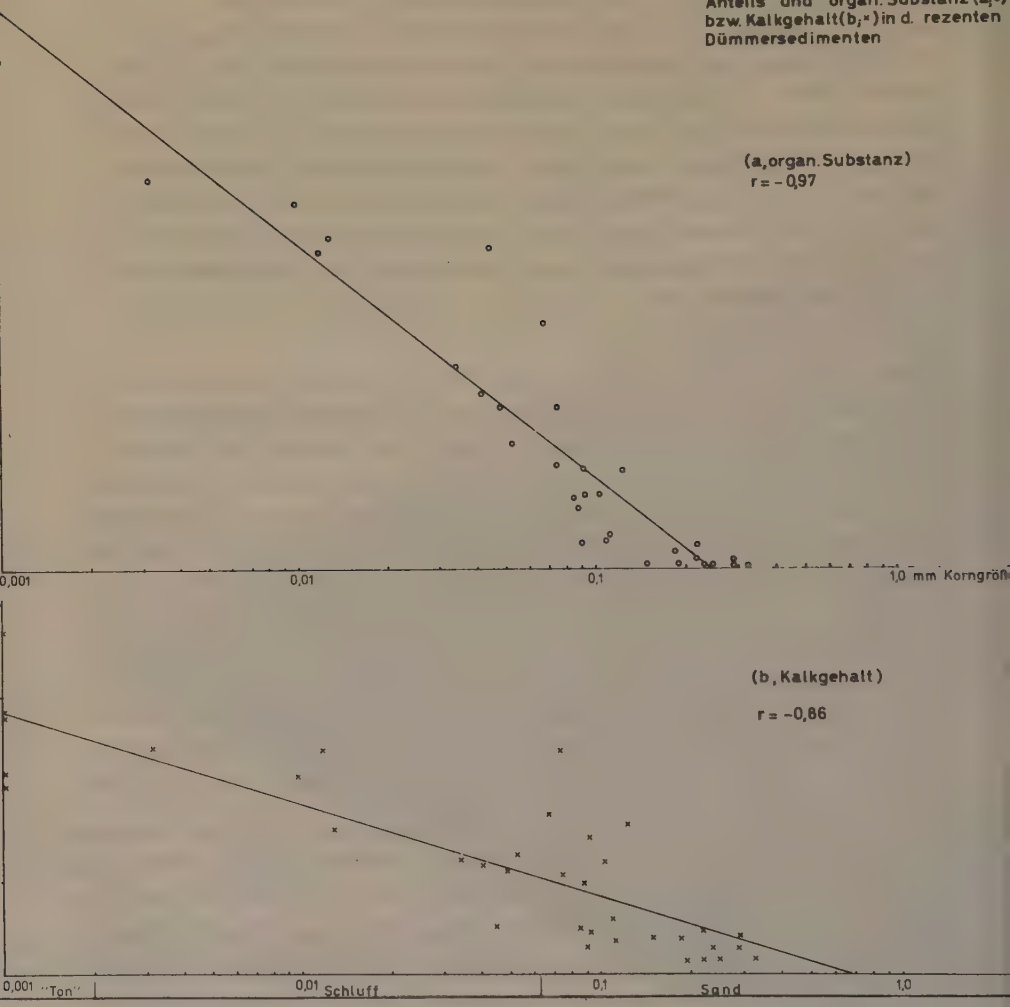

Abb.37: Chemische Analysen rezenter DÜMMER-Sedimente

Substanz reichen Mudden des Westuferbereichs ansteigenden Linie liegen (230 ist durch Huntematerial beeinflußt).
Um diese Trends und ihre Ursachen näher zu untersuchen, wurde der Chemismus der Sedimente mit der Korngrößenverteilung im Mineralanteil verglichen. Letztere ist ausschließlich von der Wasserbewegung abhängig, während Veränderungen im Anteil der übrigen Komponenten auch durch unterschiedliche Planktonentfaltung in verschiedenen Seebereichen und somit unterschiedlich starke biogene Entkalkung hervorgerufen sein könnten , bzw. nach der Ablagerung durch verschieden starke Zersetzung (organ. Substanz) oder Wiederauflösung (Kalk) sekundär bedingt sein könnten.

Betrachtet man die einzelnen Bereiche ähnlicher Gehalte an Kalk und organ. Substanz (Abb. 35 + 36) im Vergleich mit den Korngrößenzonen der Abb. 34, so zeigt der Verlauf der Linien gleicher Gehalte der chem. Komponenten deutliche Anklänge an den Verlauf der Korngrößengrenzen. In den Feinsand- Mittelsandgebieten der östlichen Seehälfte liegen die Gehalte beider Komponenten unter 2%, meistens sogar unter 1%. Bis zur Feinsand-Schluff-Grenze steigen die Kalkgehalte bis auf 5 - 10 % und die organ. Substanz sogar auf 10 bis fast 20 % an. Im Schluffgebiet wachsen die Kalkanteile nur noch geringfügig auf 12 - 15 %, während der organ. Anteil auf nahezu 30 % ansteigt und im Tonbereich des Westufers erreichen die Kalkgehalte schließlich bis zu 18 % und die organ. Substanz nimmt auf mehr als 30 % zu.

Es zeigt sich also eine signifikante Korrelation beider Substanzen mit den Korngrößenverhältnissen im mineralischen Anteil. Ein anschauliches Bild der Abhängigkeiten gibt Abb. 38. Für den Kalkgehalt wie für die organ. Substanz kann man trotz der Schwankungen im unteren Feinsandbereich eine negative lineare Korrelation zum log der Korngröße annehmen. Zur Berechnung der Korrelationskoeffizienten wurde die Lage der Medianwerte der fünf Westuferproben mit über 50 % Tonanteil aufgrund des flachen Kurvenverlaufs der übrigen feineren Proben bei 0,001 neu angenommen. Deshalb wurden die Berechnungen jeweils mit und ohne diese fünf Werte durchgeführt. Nur im Falle des Kalkgehaltes ergab sich dabei ein geringfügig flacherer Abfall der Regressionsgeraden.

Abb.38: Korrelation zwischen Korngröße (Medianwert) des mineralischen Anteils und organ. Substanz ($a_o$) bzw. Kalkgehalt ($b_x$) in d. rezenten Dümmersedimenten



Für die Durchführung der Rechenoperationen mit einem Fortranprogramm und die statistische Erläuterung der Ergebnisse sei Herrn Dr. Mundry vom NLfB an dieser Stelle herzlich gedankt.

Der hohe Korrelationskoeffizient von -0,92 bzw. -0,97 und der relativ steile Abfall der Regressionsgeraden läßt auf eine weitgehende Abhängigkeit der Menge der organ. Substanz von der Feinkörnigkeit des mineralischen Anteils und damit von der Abnahme der Wasserturbulenzen schließen. Letztere sind so gering, daß nicht nur das feinste minerogene Material und Diatomeen, sondern sogar die organischen Partikel sedimentieren können, die aufgrund ihres sehr hohen Wassergehaltes dem spez. Gewicht des Wassers bereits nahe kommen. R.L. THOMAS (1969) meint darüber hinaus, daß organ. Reste auch an Tonpartikel adsorbiert und daher im selben Milieu besonders angereichert werden.

Die etwas schlechtere Korrelation zwischen Kalkgehalt und Korngröße (-0,79 bzw. -0,86) und der etwas flachere Abfall der Regressionsgeraden muß dagegen nicht im selben Maße von hydrodynamischen Faktoren abhängig sein. So ist zwar wegen der Feinheit der biogen aus dem Seewasser ausgefällten Kalkkristalle ebenfalls eine zunehmende Sedimentation mit abnehmender Wasserbewegung zu erwarten. Eine teilweise Wiederauflösung durch das bei der Zersetzung organischer Substanz freiwerdende $CO_2$ wird jedoch den Kalkgehalt etwas verringern. Da die Gasentwicklung von der Menge der vorhandenen organischen Substanz abhängt und in den Sedimenten am Westufer sehr stark ist, können diese Rekationen für die geringere Korrelation des Kalkgehaltes verantwortlich sein.

Zwischen Kalkgehalt und organ. Substanz zeigt sich ebenfalls eine signifikante Korrelation und der nach dem gleichen Verfahren errechnete Koeffizient beträgt 0,849. G. MÜLLER (1966) hat ähnliche Abhängigkeiten für den Gehalt an organ. Substanz von der Korngröße des Minerogenanteils rezenter Bodensee-Sedimente festgestellt und R.L. THOMAS (1969) fand für Sedimente in den nordamerikanischen Seen Erie und Ontario gleichfalls ein Ansteigen mit sinkenden Medianwerten. Bei den letztgenannten Seen war der Korrelationskoeffizient mit 0,576 zwar sehr viel geringer, aber immer noch "geologisch signifikant".

Vergleicht man am Dümmer die Werte der rezenten Mudden mit älteren Sedimenten, so zeigt sich zwar die gleiche Tendenz, jedoch enthält etwa die Probe 1/335 (in Abb. 24 ) - bei recht ähnlicher Kornverteilung der mineralischen Substanz wie in den rezenten Westuferproben - weniger als 5 % organ. Anteil. Für die absoluten Mengen spielt also neben den hydrodynamischen Gegebenheiten des Ablagerungsortes noch die Menge des anfallenden organ. Materials - z.B. hohe oder geringe Planktonproduktion im See selbst, oder Einschwemmung von Detritus - sowie die Sauerstoffsättigung des Wassers und damit die Intensität der Zersetzung eine ausschlaggebende Rolle. Im Gegensatz zu den heutigen Sedimentationsverhältnissen ist für die alten Beckentone sowohl eine geringe Primärproduktion infolge des kalten Klimas der ausgehenden Weichseleiszeit als auch eine gute Durchmischung (LIVINGSTONE 1958, CARSON + HUSSEY 1962) und daher Sauerstoffreichtum anzunehmen, wodurch die wenigen organ. Reste weitgehend mineralisiert wurden.

### 3.2. Folgerungen im Hinblick auf die rezenten Sedimentationsverhältnisse im Dümmer

Aus den Ergebnissen der sedimentologischen und chemischen Untersuchungen können Rückschlüsse auf eine Reihe von Faktoren gezogen werden, die die Sedimentation im heutigen See beeinflussen. Da windbedingte Oberflächenwellen als hauptsächlicher Faktor für die Zusammensetzung der Ablagerungen in den einzelnen Faziesbereichen des Dümmers anzusehen sind, sollen einige Bemerkungen über diese Wellen eingefügt werden. Nach den von FOREL (1901) am Genfer See gewonnenen Berechnungsgrundlagen wäre bei Wellenhöhen von 0,3 m mit einer durchschnittlichen Wellenlänge von etwa 6 m zu rechnen und in einer Tiefe von 1,3 m noch mit einer Schwingungsamplitude von 7,5 cm. Diese Beziehungen gelten jedoch nur für Tiefwasserwellen mittlerer Höhe. Wellenlänge und Wellenhöhe sind in kleineren und vor allem flacheren Gewässern sowohl von der Anlaufstrecke (fetch) als auch von der Wassertiefe abhängig. THIJSSE (1952) errechnete aus in den Niederlanden gemessenen Erfahrungswerten, daß ein 1,5 m tiefer See bei 600 bzw. 7.500 m Wirklänge und Windgeschwindigkeiten von 17 m/sec ("steifer Wind") vor seiner Leeküste Wellenhöhen von 0,33 bzw. 0,48 m aufweist. Nach seiner Vertiefung auf 7,5 m bringt dieser See jedoch Wellen von 0,39 bzw. 1,41 m! Höhe hervor. Es zeigt

sich also bei größerer Anlaufstrecke eine sehr starke Abhängigkeit von der Wassertiefe. Im Steinhuder Meer, einem natürlichen See von 30 $km^2$ Größe (bei Hannover) sind diese Abhängigkeiten innerhalb und außerhalb der "Deipen" einer 2 - 3 m tiefen Rinne, bei einer sonstigen mittleren Tiefe des Sees von 1,4 m, gut zu beobachten und allen Wassersportlern wohl vertraut. Hier ergäbe sich die Möglichkeit, die von THIJSSE (1952) durchgeführten Messungen an einem einzigen See bei verschiedenen Windstärken und -richtungen sowie bei unterschiedlicher Wirklänge zu ergänzen.

Im Dümmer wären nach den Werten von THIJSSE (1952) Wellenhöhen um 0,3 m zu erwarten. Tatsächlich wurden bei den Seeuntersuchungen, vor allem bei starkem Südwestwind, häufig Wellen von ca. 0,2 - 0,4 m Höhe beobachtet. Nach FOREL's Ansatz wäre bei einer Wellenhöhe von 0,3 m und einer - aus der Erinnerung geschätzten - Wellenlänge von ca. 3 m im Dümmer am Boden noch eine Schwingungsamplitude von etwa 2 cm zu erwarten. Da es sich jedoch um besonders steile, kurze Wellen - "Grundsee" im seemännischen Sprachgebrauch - handelt, ist die Bewegung am Boden noch größer als diese bei Tiefwasserwellen gemessenen Werte.

Im flachen Wasser verlaufen die Schwingungen der Wasserteilchen mit zunehmender Annäherung an den Boden nicht mehr in kreisförmigen Bahnen, sondern in Ellipsen, deren längere Achse horizontal liegt und deren kürzere Achse in Richtung auf den Boden immer kleiner wird, so daß schließlich nur noch eine horizontale Schwingung erfolgt (HUTCHINSON 1957), die dann zur Entstehung sog. Oszillationsrippeln an der Sedimentoberfläche führt. Durch diese Boden-"Reibung" behalten die Wellen nicht mehr die Idealform der Trochoide, sondern nehmen die kurze, steile Form der Grundsee- oder der Brandungs-Brecher an.

Bei den Schwingungen an der Sedimentoberfläche erfolgt nach KOLP (1958) die landwärtige Bewegung (bei auflandigem Wind) doppelt so schnell wie die seewärtige, was zu einer Asymmetrie der Oszillationsrippeln und einem langsamen Transport des Materials in Richtung auf das Land führt. Daraus ergibt sich bei der Aufarbeitung eines gemischtkörnigen Sediments ein Sortierungseffekt, aufgrund dessen das feinere Material landwärts verlagert wird, während sich die gröberen Komponenten etwas uferferner anreichern (SEIBOLD 1964). Bei der Anwendung dieser

Überlegungen auf die Verhältnisse im Dümmer muß noch berücksichtigt werden, daß THIJSSE (1952) bei seinen Messungen zu dem Schluß gelangte, daß die Wellen - zumindest in kleineren, flachen Binnengewässern - bereits nach etwa 1000 m Wirklänge ihre maximale Höhe erreichen. Am Dümmer herrschen südwestliche Windrichtungen vor (Abb. 3 ), und die eigentliche freie Wasserfläche beginnt erst östlich der Binseninseln. Neben dem schützenden Einfluß der Uferzone, die eine bis zum zehnfachen Betrag ihrer Vegetationshöhe in den See hinausreichende ruhigere Zone am Luvufer hervorruft (H. MÜLLER 1968), treten an den zahlreichen im westlichen Seedrittel vorhandenen Binseninseln auch Interferenzbildungen auf, die eine starke Wellenentwicklung verhindern. Die maximale Wellenhöhe ist daher erst etwa 1000 m östlich der Grenze der Binseninseln zu erwarten. Betrachtet man in diesem Zusammenhang die auf Abb. 34 dargestellten Korngrößenbereiche im Dümmer, so ergibt sich eine Deutung für folgende, zunächst merkwürdig erscheinende Sedimentverteilung: Im nordöstlichen Zentralteil des Sees liegt am Seeboden ein großes Mittelsandareal, während die Sedimente weiter zum (exponierten) Ostufer wieder feinkörniger werden und erst die unmittelbaren Litoralbildungen (Strandsande) erneut höhere, fast im Grobsand liegende Medianwerte aufweisen. Aus der oben erläuterten Wellenentwicklung und den Ergebnissen der Sedimentkartierung kann man nun schließen, daß in diesem Zentralgebiet durch die bis zur Sedimentoberfläche hinabreichende Wellenbewegung der am Seeboden anstehende ältere, pleistozäne Basissand aufgearbeitet wird. Während die feineren Kornfraktionen aussortiert und in Richtung auf das Ostufer umgelagert werden - die geringen Feinschluff- und Tonanteile werden durch Strömungen zum Westufer verfrachtet - reichern sich die gröberen Fraktionen, für deren Umlagerung die Transportenergie des Bodenwassers nicht ausreicht, dagegen an Ort und Stelle an. Mit diesen Vorgängen kann gleichzeitig erklärt werden, daß die limnischen Sande im östlichen Seebereich, auch in den östlichen Nebenbecken, häufig eine sehr gute Sortierung ($S_o$ = 1,1 - 1,3) aufweisen und auch, daß die im Lembrucher Gebiet bis über 1 m mächtige limnische Sandfolge nicht durch Erosion eines höhergelegenen ehemaligen Ostufers entstanden ist (wie die Sande vor der Hüder Grundmoräneninsel), sondern durch Erosion vom Seeboden selbst und anschließende Akkumulation im östlichen, exponierten Seeteil.

Als weiteres Charakteristikum der Sedimentationsverhältnisse im östlichen Teil des Dümmers ist die hellgraubraune bis hellolivbraune Farbe der Sedimentoberfläche anzusehen. Im allgemeinen kommt unter der etwa 1 bis einige Zentimeter dicken hellen Schicht noch grauschwarze Sandmudde vor. Je weiter man sich aber dem Ostufer nähert, desto stärker wird die Oberflächenlage und in flacheren, ufernahen Gebieten (Ompteda Kanal) kann die gesamte limnische Sandfolge hellgraubraun entwickelt sein. Die hellbraune Farbe ist dahingehend zu deuten, daß infolge der häufigen Durchmischung des Wassers bis zur Sedimentoberfläche auch im Bodenwasser genügend Sauerstoff vorhanden ist, um keine Reduktion des als Hydroxid, Phosphat oder Gel niedergeschlagenen Eisens zuzulassen.

Unter diesen "oxidierenden Bedingungen" werden auch die organischen Reste weitgehend mineralisiert und wieder dem Stoffkreislauf zugeführt, sofern sie nicht wegen ihres geringen spezifischen Gewichts mit Strömungen abtransportiert und nur an geschützten Stellen sedimentiert werden. Der geringe Kalkgehalt in den Sedimenten des Ostuferbereichs ist auf Muschelschill zurückzuführen. Die direkt aus dem Seewasser ausgefällten Kalkkristalle werden vermutlich ebenfalls in Suspension an ruhigere Stellen transportiert und dort abgelagert.

Mit zunehmender Annäherung an das bei Südwestwinden geschützte Westufer zeigen die Sedimentationsbedingungen einen völlig anderen Charakter. Die sinkenden Korngrößen im mineralischen Anteil weisen auf ruhige Sedimentation hin. Dieser Seebereich ist die meiste Zeit des Jahres auch vor östlichen Winden durch die vorgelagerten Binseninseln geschützt. In letzter Zeit vollziehen sich hier durch den Rückgang der Binsen (Kap. 4.2.1.) jedoch Änderungen, die im mittleren Teil des Westufers zu Erosion und Umlagerung der Mudde, vermutlich in Richtung Norden führen, wie auch die starke Zunahme der Verschlammung im Gebiet des Olga Hafens (Gasth. Schomaker) vermuten läßt.

Aus der bis zur Oberfläche dunkelgrünschwarzen bis schwarzen Farbe des Sediments ist abzuleiten, daß der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers unter 0,5 mg/l liegen muß, weil nach Untersuchungen von PERSALL (1939) bei diesem Wert die Reduktion des Eisens einsetzt. Im Hinblick auf die Redoxpotentiale ergibt sich, daß die Null-Eh-Fläche, bzw. die für die Fe-Oxidationsstufe die Grenze

bildende 0,2 Eh-Fläche (RUTTNER 1962), im Westteil des Sees oberhalb des Sediments im Bodenwasser, im Ostteil dagegen innerhalb des Sediments liegen muß.

Unter den reduzierenden Bedingungen innerhalb der Westufer-Sedimente werden daher die sonst an Fe gebundenen oder adsorbierten Phosphate freigesetzt und gelangen stets erneut in den Nährstoffkreislauf zurück. Andererseits wird jedoch durch die auf einen schmalen Bereich am Westufer konzentrierte und daher schnelle Sedimentation dem See ein Teil der Nährstoffe entzogen, der bei einer größeren reduzierten Sedimentoberfläche - bei "flächenhafter" Sedimentation - ebenfalls ins Bodenwasser diffundieren würde.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß bei diesem flachen See die Windexposition sowohl die Kornverteilung im mineralischen Anteil als auch den gesamten Chemismus der Sedimente und ihren Ablagerungsort bestimmt. In den verschiedenen Gebieten des Sees werden, bei vermutlich überall annähernd gleich großer Planktonproduktion und in derselben Wassertiefe gleichzeitig sehr verschiedene Sedimente gebildet. Die Sedimentation konzentriert sich letztlich in Form "linear gestreckter Linsen" (KRUMBEIN + SLOSS 1951) in zwei extremen Faziesbereichen: Am Ostufer bildet sich ein Streifen limnischen Sandes und am Westufer ein Streifen sapropelitischer Mudde, während dazwischen Aufarbeitungszonen und geringmächtige Übergangssedimente liegen. H. MÜLLER (1969) hatte am Südwestufer des ähnlich flachen Steinhuder Meeres ebenfalls eine derartige linsenförmige Sedimentation festgestellt und seine - nach einigen, gemeinsam mit dem Verfasser am Dümmer durchgeführten Bohrungen (und Pollenanalysen) - geäußerte Vermutung, daß dort der gleiche Sedimentationstyp vorläge, hat sich durch die weiteren Untersuchungen für die Sedimente vom Subboreal bis heute voll bestätigt. Die älteren Sedimente sind dagegen "flächenhaft" in großen Arealen am Seeboden abgelagert worden und zeigten nicht diese extreme Abhängigkeit von der Windexposition, die sich erst einstellt, wenn das Becken bis zur Wirkungstiefe der Oberflächenwellen aufgefüllt ist.

## 4. Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Dümmers

### 4.1. Entstehungsgeschichte

#### 4.1.1. Sagen und Legenden

Als älteste Vorstellung über die Entstehung des Dümmers ist die im Volksmund überlieferte "historische" Theorie anzusehen. Sie findet sich bereits im BROCKHAUS von 1834 und in zahlreichen späteren allgemeinen Beschreibungen des Sees. Danach soll der Dümmer-See entstanden sein, als Karl der Große "nachdem er die heidnischen Sachsen unter Widukind geschlagen und zuletzt ihr festes Lager (Buerlage) zerstört hatte, das nahegelegene dichte Erlen- und Tannengehölz von allen Seiten anzünden ließ, in welches sich die restlichen Bauern geflüchtet hatten" (LOHMEYER, 1925). Anschließend soll er das ehemalige Nonnenkloster Burlage gestiftet haben. HALENBECK (1878) heroisiert die Rolle der Sachsen und berichtet, sie hätten in der aussichtslosen Situation der Einkesselung durch die Truppen Kaiser Karls selbst das Feuer gelegt, "um sich nicht dem blutigen Schwert und dem Kreuz des Kaisers zu beugen". Wegen des besonders trockenen Sommers soll dabei der Wald und das darunterliegende Moor bis auf den Sandgrund ausgebrannt sein, und die Hunte hat dann später die so entstandene Hohlform mit Wasser gefüllt. Nach einer weiteren mündlich überlieferten Theorie "ist in der Johannisnacht Feuer vom Himmel gefallen und hat den Wald samt seinen Insassen und Götzenaltären vernichtet" (BORCHERDING 1889). Auch später noch ließ der Volksglaube in dieser Nacht "einen Strudel im See erbrausen, aus dem eine Flamme emporsteigt, wohin es jedesmal eine Christenseele zieht, die dann nicht mehr wiederkehrt"(HALENBECK 1878). In diesem Bericht, wie auch in der Sage vom riesigen menschenfressenden "Dümmerhecht" spiegeln sich möglicherweise Menschenopfer der frühgeschichtlichen Zeit wieder.

Allen diesen Überlieferungen ist jedoch gemeinsam, daß der See eine durch einen großen Brand entstandene Hohlform einnimmt, und seit längerem veranstaltet man zur Erinnerung an dieses Sagenereignis alljährlich (Ende August) den "Dümmerbrand", ein großes Volksfest mit Feuerwerk auf dem See. Es wäre denkbar, daß bei den Sagen über die Seeentstehung ein viel älteres (Brand-)Ereignis mit der geschichts- und geschichtenträchtigen Zeit Karls d. Gr. vermischt worden ist. In kleinerem Maßstab sind derartige Fälle vielleicht tatsächlich aufgetreten, wie sich u.U. aus dem

Namen "Brandpohl" für ein kleines, inzwischen verlandetes Gewässer östlich von Burlage ableiten läßt. Die Entstehung des großen Sees kann jedoch weder mit einem Brand noch mit der Zeit Karls des Großen in Verbindung gebracht werden, denn sowohl die Arbeiten von PFAFFENBERG + DIENEMANN (1963, 1964) als auch die Ergebnisse der hier vorgelegten Untersuchungen ergaben, daß der See bereits im frühen Spätglazial - mithin mehr als 10.000 Jahre früher entstanden ist.

4.1.2. Diskussion wichtiger wissenschaftlicher Theorien

4.2.2.1. Gedanken zur tektonischen und halokinetischen Anlage

STILLE + BRINKMANN (1930) führten die morphologische Entwicklung des von ihnen untersuchten Gebietes, in dem auch das Dümmer-Becken liegt, auf bis ins Holozän nachwirkende tektonische Bewegungen zurück. Nach Meinung dieser Autoren haben tektonische Vorgänge die Quartärbasisfläche treppenförmig gegen NW einsinkend verbogen, und der Dümmer liegt nach diesem Schema auf der Ebene zwischen der Stufe des Stemweder Berges und der nächsten Stufe unter den Dammer Bergen.

Darüber hinaus hatten geophysikalische Untersuchungen und Probebohrungen ergeben, daß sich aus dem Gebiet von Lembruch eine kräftige Salzaufwölbung aus Münder-Mergel-Salzen (ob. Malm/Jura) nach ESE zieht*), und bei der limnogeologischen Kartierung zeigte sich jetzt, daß das Nebenbecken Gr. Fladder - Oppendorfer Fledder auffallend parallel zur Südflanke dieser Struktur verläuft. Daneben fiel auf, daß direkt über der Aufwölbung flache, als Flugsandanhäufungen gedeutete Kuppen besonders zahlreich auftreten - was auf rezenten Salzanstieg hindeuten könnte. Auch nördlich der Salzachse konnten außerhalb des limnischen Hauptbeckens im Hörster Bruch Seeablagerungen nachgewiesen werden, die sich lithologisch mit der vom Alleröd bis zum Boreal reichenden Sedimentfolge der übrigen Becken korrelieren lassen. Schließlich liegt auch das besonders tiefe Becken bei Fennecker, wo die limnische Sedimentation bereits im ausgehenden Hochglazial beginnt, direkt in der Verlängerung der Salz-Achse. Vor allem für halokinetische Vorgänge lassen sich somit eine Reihe von Argumenten anführen, und es erscheint grundsätzlich durchaus

*) für Informationen und Diskussionen zu diesem Thema sei Herrn Dr. Jaritz (BfB) an dieser Stelle herzlich gedankt.

möglich, daß durch die zusätzliche Bedeckung (Belastung) mit 50 m und in den Dammer Bergen sogar 200 m Glazial- und Periglazialsedimenten im Quartär eine Remobilisation des Salzes stattgefunden hat - sofern in der Umgebung bzw. den randlichen Zonen der bereits in der Kreidezeit gebildeten Salzhorste (JARITZ 1968) südlich von Damme und ostsüdöstlich von Lembruch noch migrationsfähiges Salz vorhanden war.

Im Hinblick auf die Frage, ob auch Vorgänge im tieferen Untergrund die Entstehung des Sees verursacht haben könnten, wurde daher im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen auf 4 Profillinien die Tiefenlage der Quartärbasis geoelektrisch ermittelt.*) Abb.39 zeigt die spezifischen Widerstände der Schichten oberhalb und unterhalb der Quartärbasis. Aus den Profilen tieferer Bohrungen (u.a. STILLE + BRINKMANN 1930) kann geschlossen werden, daß die Werte zwischen 25 und 45 Ohm·m den hellen Oberkreidemergeln entsprechen, wie sie im Stemweder Berg zutage treten, während die niedrigeren Werte um 15 Ohm·m auf Tonsteine der Unterkreide zu beziehen sind, die über der Lembrucher Achse die Quartärbasis bilden. Die süßwassererfüllte sandige Quartärfolge weist im allgemeinen spezifische Widerstände von 60 - 130 Ohm·m auf. Die höheren Werte östlich der Dammer Berge (Profil IV) sind als Hinweis auf gröbere Sedimente in diesem Gebiet und auf eine Abnahme der Korngröße von West nach Ost zu deuten. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Gehardy (NLfB) ändern sich die Widerstandswerte auch weiter nördlich, im Raum Lohne - Vechta, am Osthang des Dammer Moränenzuges mit der gleichen Tendenz, so daß die dort durch Bohrungen bestätigte Abnahme der Korngrößen auch für das Dümmer-Becken angenommen und daraus eine Sedimentschüttung von den Dammer Bergen in das Becken abgeleitet werden kann.

In den an Hand der geoelektrischen Messungen konstruierten Profilen I und II treten südlich und nördlich der Lembrucher Achse Mulden in der Quartärbasisfläche auf. Sie könnten durch Nachsinken der Deckschichten an den Flanken der Struktur infolge erneuter Salzabwanderung in Richtung auf die schon bestehenden Salzhorste entstanden sein. Die Profile III und IV zeigen dagegen keine auffallenden Verformungen, die auf Salzwanderung hindeuten würden, sondern nur ein unregelmäßiges, flaches Einfallen

*) Für die Durchführung der Messungen sei Herrn Hubatsch und für die Interpretation der Ergebnisse Herrn Dipl.Phys. Repsold (NLfB) an dieser Stelle herzlich gedankt.

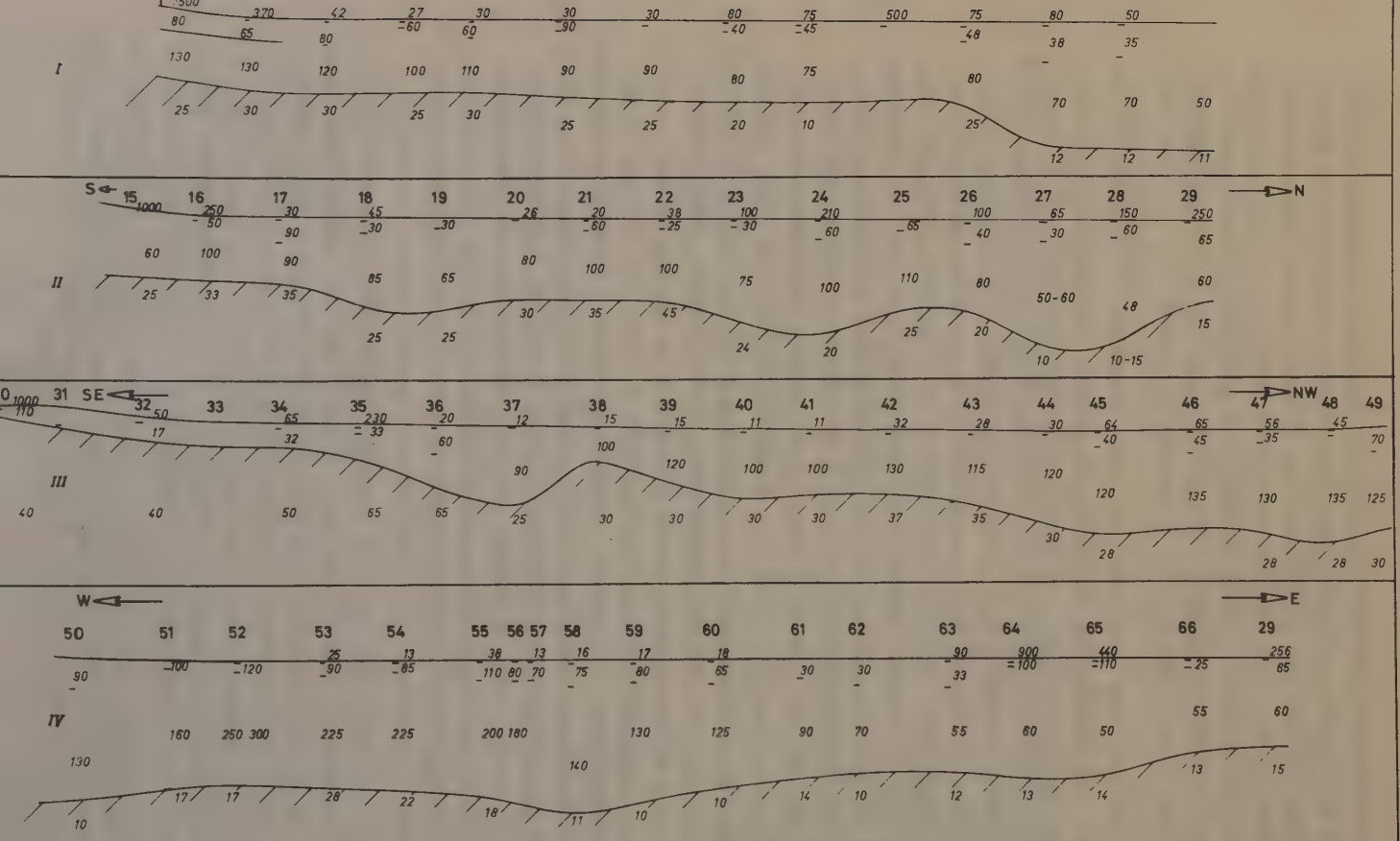



**Abb. 39** Geoelektrische Kartierung der Quartärbasis im DÜMMER-Becken

45 Meßpunkte (s.a. Abb. 17)

200 spez. Widerstand [Ω×m] der Oberflächenschicht

30 " tieferer Schichten

Tertiärquartärer Untergrund (KREIDE-Tonstein und -Mergel)

der Quartärbasis nach Nordwesten. Da die östliche Salzakkumulation nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Jaritz aber bei Lembruch ausklingt und die westliche erst südlich von Damme ihr Maximum erreicht, liegen diese Profile in der flachen Zwischenzone, und infolgedessen spricht der Verlauf der Quartärunterkante hier nicht gegen halokinetische Vorgänge. Vielmehr könnte daraus abgeleitet werden, daß das limnische Hauptbecken in der Senkungszone zwischen den beiden Salzrücken liegt, während die südöstlichen Nebenbecken die Absenkungströge an der Südflanke und das kleine Vorkommen im Hörster Bruch die entsprechenden Mulden an der Nordflanke der Lembrucher Struktur markieren.

Somit bieten auch die Untergrund-Strukturen Argumente für eine halokinetische Entstehung des Sees.

Eine Reihe weiterer Beobachtungen spricht aber wiederum gegen die bisher geschilderte Deutung der Untersuchungsergebnisse. Bei allgemein nach Norden ansteigender Mächtigkeit der Quartärablagerungen hätte die Senkung infolge der höheren Belastung und stärkeren Salzabwanderung auf der Nordseite der Struktur eigentlich größer sein müssen als auf der Südseite. Ebenso müßte das an der Oberfläche entstehende limnische Becken über der nördlichen Randzone stärker ausgeprägt sein als über der südlichen. Das Gegenteil ist aber der Fall. Die großen Nebenbecken Gr. Fladder und Oppendorfer Fledder liegen südlich des Salzrückens. Auf der Nordseite finden sich neben limnisch umgelagertem Sand nur an wenigen eng begrenzten Stellen Seeablagerungen, die in Alter und Ausbildung den südlichen Vorkommen entsprechen. Da das limnische Hauptbecken westlich von Lembruch aber fast 5 km weit über den Rand der Struktur hinaus nach Norden reicht, hätte sich von hier aus ebenfalls ein nach Osten verlaufender Sporn bilden müssen - wenn die Entstehung der Becken insgesamt auf Salzwanderung zurückzuführen wäre. Als weiteres wichtiges Gegenargument kann die Verbreitung der kleinen, mit spätglazialen Kalkschluffen und -tonen erfüllten Senken angeführt werden. Diese Becken liegen nicht über dem (Lembrucher) Salzhorst, sondern anscheinend wahllos im Hauptbecken verstreut. In diesem, zwischen der Lembrucher und Dammer Struktur liegenden Gebiet, dürften allenfalls großflächige Senkungen durch Salzabwanderung, jedoch keine eng begrenzten, durch Lösungserscheinungen (Subrosion) verursachten Erdfälle auftreten - als die man die kleinen Becken nach der halokinetischen Theorie deuten müßte. Die Häufung

der Sandkuppen am Nordrand der südöstlichen Nebenbecken muß eben falls nicht auf halokinetisch bedingte Hebung zurückgehen, sondern kann auch durch besonders kräftige äolische Prozesse in diesem Flachwasser- und Uferbereich bedingt sein.

Auch die Verhältnisse im Untergrund des Sees können anders als in der oben dargelegten Weise interpretiert werden. Zunächst fällt auf, daß sowohl bei den bis zur Quartärbasis hinabreichenden Wasserbohrungen im Gebiet Lembruch - Eichhöpen - Hörster Bruch als auch bei Peilstangenbohrungen (geringerer Tiefe) innerhalb des Hauptbeckens kein Geschiebelehm angetroffen wurde. Bei der Annahme von starken Senkungserscheinungen müßte er in einiger Tiefe auch in diesen Gebieten vorhanden sein. Die Profilpunkte II/19 und III/37 in Abb.39 lassen weiterhin erkennen, daß auch in einiger Entfernung von der Lembrucher Salzachse noch Vertiefungen in der Quartärbasisfläche in der gleichen Größenordnung wie an ihren Flanken auftreten. Auch zeigen die Meßpunkte II/29 und IV/66 einen Wiederanstieg der Basisfläche im Lembrucher Bruch, obwohl die salzführenden Schichten im Untergrund weiter absinken. Außerdem weist die auf älteren seismischen Profilen teilweise mit eingetragene Quartärbasis an zahlreichen weiteren Stellen innerhalb des Dümmer-Beckens ein morphologisches Bild mit Senken und Rücken auf, die nicht auf halokinetische Vorgänge zu beziehen sind, wie die ruhige Lage der tieferen Reflexionshorizonte erkennen läßt. Es ist daher anzunehmen, daß es sich bei der Grenzfläche zwischen Quartär und Mesozoikum unter dem Dümmer um eine flach gewellte tertiäre bis frühquartäre Denudationsfläche handelt, die dann von Glazial- und Periglazialsedimenten bedeckt worden ist.

Eine Entstehung des Sees durch tektonische Vorgänge im Sinne von STILLE + BRINKMANN (1930) läßt sich aufgrund des Verlaufs der Quartärbasis in Abb.39 ebenfalls weitgehend ausschließen.

Salzbewegungen im Quartär sind nach den bisherigen Untersuchungen im Dümmer-Becken zwar nicht auszuschließen, die Argumente für halokinetische oder tektonische Ursachen der Seen(und Moorbildung lassen sich aber weitgehend entkräften,und daher können derartige Vorgänge allenfalls eine untergeordnete Rolle gespielt haben.

4.1.2.2. Theorie einer glazigenen Ausformung der Seewanne

Einige frühere Bearbeiter hielten das Dümmer-Becken für eine glazigene Hohlform und sahen den rezenten See als letzten Rest eines weit größeren Glazialgewässers an (s. Diskussion bei DIENEMANN 1963, S. 241). Ersteres trifft zweifellos zu, in letzterem Falle müßte jedoch zumindest im Bereich des heutigen Sees eine limnische Sedimentfolge vom Eem-Interglazial bis ins Holozän vorhanden sein. Am Nordufer kommen auch bis in mehr als 12 m Tiefe immer wieder kalkige Schluff- und Tonlagen vor, die vermutlich in limnischem Milieu abgelagert worden sind. PFAFFENBERG (1937, unveröff.) fand darüberhinaus bei einer Wasserbohrung im Hemsloher Bruch in etwa 20 m Tiefe Mudden und Torfe, die er ins Eem-Interglazial einstufte. Ähnliche Sedimente traten in entsprechender Tiefe auch bei Bohrungen im Raum Eickhöpen - Lembruch - Hörster Bruch auf, so daß man auf ein großes, zusammenhängendes Vorkommen schließen kann. Die Einstufung ins Eem-Interglazial kann aufgrund von Bohrergebnissen aus dem Steinhuder-Meer-Becken (GRAHLE 1968) und dem Raum Quakenbrück (WOLDSTEDT 1969) als zutreffend angesehen werden. In der Änderung der spezifischen Widerstandswerte zwischen 10 und 25 m Tiefe prägt sich dann an einigen Meßpunkten in den Geoelektrikprofilen wahrscheinlich der Unterschied im lithologischen Charakter zwischen warthezeitlichen Periglazial- bzw. eemzeitlichen Interglazialsedimenten und den darüber folgenden weichselzeitlichen Periglazialablagerungen aus.

Die Entstehung des alten, saalezeitlichen Beckens kann man sich folgendermaßen vorstellen: Nachdem durch die Stauchmoränenkette des Rehburger Stadiums zwischen Dammer Bergen, Hohem Sühn-Kellenberg und dem nach Süden ansteigenden Mesozoikum des Stemweder Berges bereits eine Hohlform entstanden war, drang das Eis in der Hamelner Phase über die Moränen hinweg weiter nach Süden vor. Dabei wurde dieses Becken vielleicht durch Exaration noch vertieft (Geschiebelehm wurde in o.g. Bohrungen nicht angetroffen), und in der anschließenden Toteisphase taute das Eis auf den umliegenden Höhen schneller ab als innerhalb des Beckens und schützte es daher vor schneller Auffüllung durch fluvioglaziale Nachschüttsande.

Ob dieses im Eem-Interglazial zeitweilig von einem See eingenommene Becken u.U. Verbindung zu der von WORTMANN (1968) bis in das

Gebiet von Espelkamp - Rahden am Südostrand des Dümmer-Beckens nachgewiesenen, tief eingeschnittenen "Espelkamper Rinne" hatte, müßte ebenso noch untersucht werden, wie seine Ausdehnung im Norden und Südwesten der Dümmer-Niederung.

Während des weichselzeitlichen Periglazialklimas wurde das Becken durch starke oberflächliche Abschwemmung und z.T. sicherlich auch Einwehung von klastischem Material von den umliegenden Höhenzügen weitgehend aufgefüllt. Ob auch während dieser Zeit ein See (oder Seen) vorhanden waren, müßte noch durch tiefere Kernbohrungen nachgeprüft werden. Zumindest im oberen Weichselglazial scheint dies wiederholt der Fall gewesen zu sein, wie die erwähnte Wechselfolge am Nordufer zeigt.

Über das Vorhandensein eines älteren, saalezeitlich-glazigenen Beckens im Untergrund des Dümmers können also, ebenso wie beim Steinhuder Meer (GRAHLE 1968), kaum Zweifel bestehen. Dieses Becken war gegen Ende des Weichselglazials schon bis etwa auf das heutige Niveau aufgefüllt. Die Form des spätglazialen bis rezenten Sees weicht durch Einbeziehung der über Grundmoräne liegenden Buchten und Nebenbecken im Südwesten und Südosten erheblich von der möglichen Form des Eem-Beckens ab. Zwar ist der junge See auf weiten Flächen indirekt durch die günstigen Voraussetzungen der weichselzeitlichen Beckenfüllung für die später zu behandelnden Permafrostvorgänge mit dem alten See verbunden - er hat im übrigen jedoch eine weitgehend eigene Entstehungsgeschichte, die nicht mehr auf glaziale Vorgänge der Saaleeiszeit, sondern hauptsächlich auf Periglazialerscheinungen der Weichseleiszeit zu beziehen ist.

4.1.2.3. Deflationstheorie

DIENEMANN (1963) bzw. PFAFFENBERG + DIENEMANN (1964) stellen aufgrund ihrer umfangreichen geologischen und palynologischen Untersuchungen am Dümmer die Theorie auf, daß er durch Deflationsvorgänge im Spätglazial entstanden sei. Als wichtigste Argumente dienten ihnen dabei die Flachheit des Sees und die Ebenheit des Seebodens, sowie die weite Verbreitung von Flugsand, Flottsand und flachen Dünen in seiner näheren und weiteren Umgebung. DIENEMANN führte eine Äquivalenzberechnung der Volumina des Seebeckens und der Flugsandflächen durch, in die er Gebiete nordöstlich von Kellenberg und Hohem Sühn mit einbezog. Es erscheint

jedoch nicht möglich, letztere Flugsande aus dem Dümmer-Becken herzuleiten, da VIERHUFF (1967) bei seinen Untersuchungen äolischer Sedimente feststellte, daß die Richtung der Strichdünen im Dümmergebiet auf vorherrschend WSW und z.T. sogar WNW-Winde hinweist. PFAFFENBERG + DIENEMANN (1964) hatten auch trotz der etwa 400 niedergebrachten Handbohrungen keine ausreichend genaue Vorstellung vom Alter, sowie von der Mächtigkeit und Verbreitung der limnischen Sedimente gewonnen. Mit dem Hillerschen Kammerbohrer hatte erstgenannter Autor oft die älteren Teile der sandigen limnischen Abfolge nicht mehr durchbohrt und somit erschien der See jünger und sein Becken flacher als es sich bei den hier vorgelegten Untersuchungen herausstellte. Auch erkannten beide Autoren die fossilen Uferbildungen - insbesondere die Strandwälle - nicht und interpretierten letztere an zwei Stellen sogar als Dünen in der Nähe des Sees (PFAFFENBERG 1963), so daß auch ihre Vorstellung von der Größe des Seebeckens zu ungenau war.

Trotz der Unzulänglichkeiten der DIENEMANN'schen Argumente scheint eine Reihe von Tatsachen seine Deflationstheorie zu stützen: die weite Verbreitung von Flugsand und Dünen am Nordhang des Stemweder Berges sowie auf den Grundmoränenkuppen nördlich davon, vor allem aber die große Anzahl von Flugsandkuppen und -rücken unmittelbar östlich des rezenten Sees und nördlich der Nebenbecken in dem Gebiet Lembruch - Wagenfeld - Diepholz. Diese nahe am und zeitweilig sogar innerhalb des limnischen Einflußbereichs liegenden Flugsande könnten aus dem Seebecken stammen. Ein als "Lunette" zu deutender (d.h. ein an der Leeseite eines flachen Sees zusammengewehter, oft halbmondförmiger) Sandwall östlich des St. Hülfer Bruches, welches nach den auf Luftbildern erkennbaren Strukturen zeitweilig ein flacher See gewesen sein muß, weist auf Deflationsvorgänge im Dümmer-Becken hin. Auch könnte die unter den limnischen Sedimenten weit verbreitete grobsand- und feinkiesreiche Lage an der Oberfläche des Basissandes als Steinsohle aufgefaßt werden, die infolge der fluviatilen Vorsortierung keine gröberen Gerölle als Fein- bis Mittelkies aufweist.

Eine Reihe weiterer Beobachtungen spricht jedoch gegen die Entstehung des Dümmers durch Deflation, und die genannten Untersuchungsergebnisse lassen auch andere Deutungen zu. Zunächst kann angeführt werden, daß bei zahlreichen anderen flachen Seen mit

stark wechselndem Wasserstand, z.B. Tschad, Lake Eyre, oder den fossilen playas im südwestlichen Nordamerika (REEVES 1968), bei Vorherrschen einer bestimmten Windrichtung vor allem am leewärtigen Ufer Flugsandbildungen sehr verbreitet sind. Dies bedeutet nicht, daß der See primär ein Deflationsbecken ist, sondern lediglich, daß der Wind bei niedrigem Wasserstand Material aus den trockenfallenden flachsten Gebieten fortgeweht hat. Er kann damit eine Vergrößerung bzw. Veränderung der Form oder sogar eine Wanderung des Sees bewirken. Die eigentliche Entstehungsursache kann aber, wie bei den o.g. Beispielen nur auf einem positiven Verhältnis von Niederschlag/Verdunstung (größer als 1) im Einzugsgebiet und damit einer Ansammlung von Wasser in abflußlosen Senken beruhen. (Eine weitere Entstehungsmöglichkeit auch für den Dümmer). Derartige Erscheinungen werden sowohl für die Ausdehnung des Dümmers im Spät- und Postglazial als auch für die Flugsandakkumulation in seiner Umgebung eine Rolle gespielt haben.

Die als mögliche Steinsohle gedeutete Kieslage an der Basis der Seeablagerungen kann in ähnlicher Weise wie die marinen Transgressionskonglomerate auf Sortierungseffekte im flachen Wasser zurückgeführt werden (s. Kap. 3.2.4/5). Auch die Ton-Schluff-Sand-Wechselfolge am Nordufer und anderen Stellen spricht gegen eine Entstehung des Sees durch Deflation im Spätglazial, wie sie DIENEMANN (1963) annahm und für das Vorhandensein älterer, tieferer Becken, die allmählich zugeschüttet (und nicht ausgeblasen) wurden. Neben den kleinen Tonbecken,die in einer Deflationswanne nicht vorkommen dürften,ist die Gestalt der Hohlform als wichtiges Gegenargument anzusehen.Besonders im Bereich der Grundmoränenkuppen im Südwesten erscheinen Umriß und Relief für ein Deflationsbecken viel zu differenziert (s. Abb. 10) und auch in den südöstlichen Nebenbecken deutet sich ein Buchtenreichtum an, der bei zusätzlichen Bohrungen noch besser erkennbar werden müßte. Es handelt sich daher ursprünglich wohl um ein fluviatiles Erosions- bzw. Akkumulationsrelief, das durch äolische und die später zu behandelnden Permafrostvorgänge überprägt worden ist.

Da der Dümmer in allen Stadien seiner Entwicklungsgeschichte ein sehr flaches Gewässer gewesen ist, hat der Wind bei Erosions- und Umlagerungserscheinungen eine entscheidende Rolle gespielt, als auslösendes Moment für seine Entstehung können aber äolische Prozesse nicht angesehen werden.

### 4.1.3. Deutung des Dümmers als Thermokarstsee

Wie die im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen durchgeführten Pollenanalysen ergaben, begann die limnische Sedimentation an einigen Stellen des Dümmerbeckens bereits im ausgehenden Hochglazial und die ersten großen zusammenhängenden Wasserflächen entstanden schon im frühen Spätglazial. Aus Vergleichen der ältesten Pollenspektren mit der Vegetation in den rezenten Periglazialgebieten kann abgeleitet werden, daß das Dümmer-Becken während der Weichselzeit innerhalb der Periglazialzone gelegen hat. Damit muß also die Bildung der frühesten Seestadien noch unter kaltzeitlichem Klima stattgefunden haben. In den heutigen Periglazialgebieten tritt ein Seentyp z.T. extrem häufig auf, der in vielen Merkmalen dem Dümmer gleicht. Seen dieser Art können sich ausschließlich in jenem Klimabereich bilden, weil ihre Entstehung mit dem dort verbreiteten dauernd gefrorenen Boden (Permafrost) zusammenhängt.

Eine derartige "periglaziäre" Seenbildung ist bisher bei Untersuchungen an im Spätglazial entstandenen und inzwischen meistens schon wieder verlandeten Seen Mitteleuropas noch kaum beachtet worden. TROLL (1962) hatte zwar im Zusammenhang mit der Entstehung der "Sölle" Gedanken in dieser Richtung geäußert, konnte aber die einzelnen, erst in den letzten 20 Jahren ( vor allem in Nordamerika) untersuchten seenbildenden Permafrostphänomene noch nicht klar unterscheiden. Es soll daher im folgenden ein Überblick der Zusammenhänge zwischen Permafrost und Seenbildung gegeben werden, um die Parallelen zwischen den Flachseen der heutigen Periglazialregionen und dem Dümmer zu verdeutlichen.

#### 4.1.3.1. Seenbildung im rezenten Permafrostbereich

Die periglazialen Klimazonen sind vor allem durch die weite Verbreitung gefrorenen Bodens, d.h. langdauerndes Gefrieren des Porenwassers in Locker- und Festgesteinen ("Permafrost") charakterisiert. Unter den trocken-kalten Klimabedingungen mit oft weniger als 100 mm/a Niederschlag und Jahresmitteltemperaturen von unter -1,1° C ("diskontinuierlicher", inselartiger Permafrost, bzw. unter ca. -7,0°C ("kontinuierlicher", den gesamten Boden erfassender Permafrost) bilden sich darüberhinaus Eislagen und -linsen von Millimeter- bis mehr als Meterdicke im Boden (BROWN 1969, 1970). Von Frostspalten ausgehend entstehen Eiskeile, die je nach Temperatur und Bildungsdauer bis fast 10 m Breite und noch weit größere

Tiefe erreichen können, wie POPOV (1969) aus dem Yana-Tiefland Nordostsibiriens beschreibt.

Vor allem die mit relativ feinkörnigen fluviatilen, limnischen und z.T. auch äolischen Sedimenten erfüllten Talauen und Tiefländer sind von starker Untergrundeisbildung und ihren Folgeerscheinungen betroffen. Die Höhe des Eisgehaltes ist auch in diesen Gebieten nicht gleichmäßig verteilt. Sie hängt nicht nur von der Dauer des kaltzeitlichen Klimas ab, sondern kann auch mit der Korngröße und Sortierung bzw. dem Porenvolumen der Sedimente wechseln. WALLACE (1948) fand in feinsand- und schluffreichen Sedimenten des Unterlaufs einiger Flüsse in Ostalaska weit stärkere Effekte aufgetauten Untergrundeises (d.h. ehemals höhere Eisgehalte) als in gröberen Sedimenten des Oberlaufs. Vor allem in feinkörnigen Sedimenten übersteigen die Eisanteile das ursprüngliche Porenvolumen oft bei weitem und können zwischen 70 und 90 Vol.% des gefrorenen Bodens ausmachen. Diese hohen Eisgehalte können, wie z.B. im nordalaskischen Seendistrikt auf die obersten Meter des Sediments beschränkt sein, in anderen Gebieten Nordamerikas oder Sibiriens aber bis zu 40 m tief hinabreichen. Auch in den "Permafrost"-Gebieten ist aber nicht der gesamte Boden ständig gefroren, weil sich sonst an der Oberfläche keine Gefäßpflanzen entfalten könnten. Oberhalb der Dauerfrostzone existiert eine sommerliche Auftauschicht ("active layer"), die, je nach Klima, Vegetationsbedeckung, Sonnenexposition, Korngrößenverteilung im Sediment und Entwässerungsgrad, zwischen weniger als 10 Zentimetern und einigen Metern Mächtigkeit schwankt. An jedem Ort entwickelt sich unter den genannten Bedingungen ein Temperaturgleichgewicht im Boden, das die Auftautiefe bestimmt.

Die heutigen Permafrostgebiete sind trotz der geringen Niederschläge, infolge der niedrigen Evapotranspiration, sowie der Stauwirkung und der kontinuierlichen Wasserabgabe des Bodeneises während der sommerlichen Auftau- und Vegetationsperiode auf weiten Flächen von einer dichten Pflanzendecke (Tundra, und in den südlicheren Gebieten z.T. auch Wald) überzogen.

Durch die isolierende Wirkung der Vegetationsdecke kann sich der Permafrost auch bei einem Anstieg der Temperaturen länger halten (und regenerieren), bzw. die Auftauschicht kann eine geringere Tiefe aufweisen, als es unter gleichen Klimabedingungen ohne Vegetation möglich wäre. Hier spielen in erster Linie die in den

Periglazialgebieten weit verbreiteten moosreichen Torfe (s. alte Torfe am Dümmer) eine wichtige Rolle, deren Wärmeleitfähigkeitskoeffizient im gefrorenen Zustand rund 30 mal so hoch ist wie im trockenen Zustand (S.W. MULLER 1945). Dadurch kann dem Boden im Winter an torfbedeckten Stellen sehr viel mehr Wärme entzogen werden als ihm im Sommer zugeführt wird. Durch diese Wärmeleitfähigkeitsunterschiede wird nicht nur innerhalb der Permafrostgebiete die Bodeneisbildung gefördert, sondern es kann auch noch weit südlich der regionalen Permafrostgrenze zu langdauernder Eisbildung in und unter Torfen kommen.

Lange bevor durch großräumige Klimaänderungen allgemeine Auftauerscheinungen einsetzen, können durch eine Zerstörung der Vegetationsdecke und der damit verbundenen Verschiebung des Temperaturgleichgewichtes im Boden lokale Auftauvorgänge ausgelöst werden. Der häufigste Anlaß hierfür scheinen oberflächlich auftauende Eiskeile zu sein, über denen sich in den Sommermonaten kleine Wasserrinnen bilden. Daneben können auch Frostaufbrüche, mit Wurzelballen umstürzende Bäume und durch Blitzschlag entstandene Brände eine Rolle spielen (HOPKINS 1948; WALLACE 1948; BROWN 1970). Sofern der Bodeneisgehalt über das Porenvolumen hinausging, kommt es dabei nun zu kräftigen Sackungserscheinungen an der Erdoberfläche, die man als "Thermokarst" bezeichnet, weil die Hauptkomponente (Eis) durch Temperaturerhöhung aus dem Boden herausgelöst wird. Je nachdem, wie weit die hohen Eisgehalte ins Sediment hinabgereicht haben, kann die alte Geländeoberfläche nur um 1 - 2 m oder auch um mehr als 10 oder 20 m erniedrigt werden (LIVINGSTONE et al. 1958; CZUDEK u. DEMEK 1970). Die ursprüngliche Vegetationsdecke wird bei großen Höhenunterschieden zwischen alter und neuer Oberfläche weitgehend zerstört.

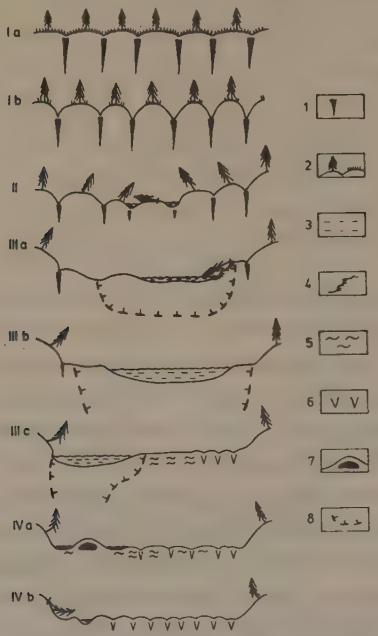



FIG. 9. Main development stages of alases. Ia, Original lowland surface with syngenetic ice wedges; Ib, initial thermokarst stage—baydjarakhs; II, dujoda; IIIa, young alas; IIIb, mature alas; IIIc, old alas; IVa, Khonu with pingo; IVb, Khonu with depression at site of thawed pingo. 1, Syngenetic ice wedges; 2, larches and grass; 3, water; 4, landslides; 5, alas deposits; 6, epigenetic ice veins; 7, pingo; 8, upper permafrost limit.

Abb. 40 Die Entwicklung von Thermokarst-Seen und -Senken nach CZUDEK & DEMEK (1970).

Die Entstehung der periglaziären Flachseen ist aufs engste mit diesen Thermokarstvorgängen verknüpft. Durch die abdichtende Wirkung des tieferen, gefrorenen Bodens kann das freigewordene Wasser nicht versickern und sammelt sich, soweit es nicht oberflächlich abfließt, in den Zentren der Eisspaltenpolygone des konkaven Typs oder über Kreuzungspunkten von Eiskeilen. Das Wasser erwärmt sich infolge der Winddurchmischung schneller und stärker als der umgebende, durch Vegetation geschützte (isolierte) Boden, und dadurch findet am Grund, und vor allem auch an den Ufern der Wasserflächen, eine beschleunigte Erweiterung durch Austauen der Eisanteile aus den Sedimenten statt. Eine zusätzliche vergrößernde

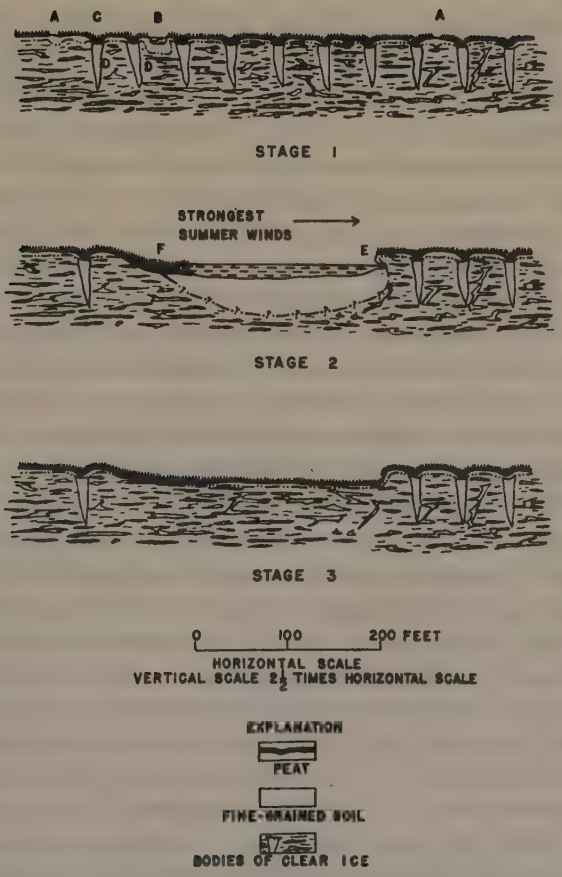



FIG. 2.—Diagrammatic cross sections illustrating the origin and development of a typical thaw lake. Stage *1* shows the initiation of areas and deep thaw beneath frost boils (*A*) and beneath a small pool (*B*). Note shallow trenches (*C*) over buried ice wedges (*D*). In stage *2* the small pool has grown by thawing and caving into a thaw lake, which is migrating in the direction of strongest summer winds. On the windward side (*E*) active caving is in progress, but on the leeward side (*F*) the lake is being filled with peat-forming vegetation. In stage *3* the lake has been drained and new perennially frozen ground has formed beneath the bottom.

Abb. 41: Die Entwicklung von Thermokarst-(Auftau-)Seen in Westalaska nach HOPKINS( 1949)

Kraft ist die Erosion durch Wellen, die nach HOPKINS (1949) schon bei "See"-durchmessern von 30 m bemerkbar werden kann (Abb. 41). Windbedingte Strömungen und Wellen bilden bei den Auftauseen der Nordalaskischen Tiefebene den entscheidenden Faktor für eine außerordentlich bevorzugte Ausdehnung ("Orientierung") ihrer Längsachse senkrecht zur vorherrschenden Windrichtung (REX 1961; BLACK u. BARKSDALE 1949; CARSON u. HUSSEY 1962; LIVINGSTONE 1963).

Die Geschwindigkeit, mit der sich die Seen ausdehnen, kann je nach Sonnen- und Wellenexposition der Uferpartie zwischen 5 cm und 25 m pro Jahr betragen und liegt bei den Seen südl. von Pt. Barrow (Alaska) zwischen 1 - 2 m/a (HOPKINS 1949; WALLACE 1948; LIVINGSTONE et al. 1958). An sonnen- und wellen-,bzw. strömungsexponierten Ufern wird die Vegetationsdecke durch Steilkantenbildung und schnelles Auftauen des Permafrostes weitgehend zerstört. An geschützten Stellen kann sie dagegen durch allmähliches Auftauen des Permafrostes und langsames Nachsinken erhalten bleiben und dann randlich in jüngere Seggentorfe überleiten, während sie im Beckeninnern durch limnische Sedimente überlagert wird (s. Fotos bei BLACK u. BARKSDALE 1949, HOPKINS 1949).

Durch individuelles Wachstum und durch Zusammenschluß mehrerer Becken können die Thermokarstseen beträchtliche Größen erreichen: oft bis zu 70 $km^2$ und in Extremfällen noch ein Vielfaches davon (LIVINGSTONE 1963). Die einheitlich geringe Tiefe vieler dieser Seen - wie im Dümmer und im Steinhuder Meer vielfach zwischen 1 und 3 m - ist z.B. im nordalaskischen Seendistrikt darauf zurückzuführen, daß dort die hohen Eisgehalte im Boden auf diese obersten Meter beschränkt sind und darunter stark abnehmen (CARSON u. HUSSEY 1962). In Gebieten, in denen der hohe Eisgehalt allgemein tiefer ins Sediment reicht, können sie jedoch auch mehr als 10 m Wassertiefe aufweisen (LIVINGSTONE et al. 1958), und in Nordostsibirien werden sogar bis 40 m tiefe Seen auf Thermokarst-Prozesse zurückgeführt (CZUDEK u. DEMEK 1970).

Die gleichfalls für viele Auftauseen charakteristische Ebenheit des Seebodens ist nicht immer von Anfang an vorhanden. Vielmehr können in "jungen" Seen dieses Typs an Kreuzungspunkten aufgetauter Eiskeile oder an anderen Stellen, wo der Eisanteil auch in etwas größerer Tiefe noch das Porenvolumen des Sediments überstieg, auch tiefere Becken und Löcher auftreten (LIVINGSTONE et al. 1958). Wenn diese Seen im übrigen relativ flach sind, reichen

die Wellenbewegungen bei starkem Wind und genügender Wirklänge aber bis zum Seeboden hinab und es kommt zu intensiven Sedimentumlagerungen. Dabei wird das ursprüngliche Relief weitgehend ausgeglichen, weshalb die Seen erst in einem gewissen Reifestadium durch einen einheitlich flachen, ebenen Boden gekennzeichnet sind.

Im Verlauf der weiteren Entwicklung der flachen Auftauseen ist häufig ein teilweises oder gänzliches Trockenfallen durch Evaporation oder Anschluß an ein Flußnetz zu beobachten. Dadurch kann sich von der Oberfläche her wieder Permafrost neu bilden, wie auf den sehr anschaulichen Luftaufnahmen der nordalaskischen Seenplatte in o.g. Arbeiten und auch bei RAY (1960) zu erkennen ist. Bei diesem Vorgang kommt es häufig zum Einschließen der unter dem See gebildeten Auftauzone ("Talik") durch die von den Seiten her wieder vorrückenden Fronten des tieferen Permafrostes. In dem so entstehenden "geschlossenen System" (F. MÜLLER 1959), das je nach Größe und Tiefe des ehemaligen Sees kleinere oder größere Wassermengen einschließen kann, gelangt durch das Vorrücken der Frostfronten das Restwasser unter Druck, bis es schließlich unter Aufwölbung der abdichtenden, gefrorenen Deckschichten nach oben ausweicht und (ebenfalls gefrierend) eine kuppenförmige Erhebung mit einem Eiskern ("Pingo") bildet. Der vulkanartige Gipfelkrater kommt dann durch teilweises Auftauen des Kerns zustande. Die Pingos sind für die ursprüngliche Entstehung von Seen in den Periglazialgebieten unbedeutend und ihre Anzahl ist - verglichen mit derjenigen der Thermokarstseen - außerordentlich gering. Sie treten oft (aber nicht ausschließlich) als Sekundärerscheinungen dieser Seen auf, wie Abb.40 zeigt. Wegen ihrer faszinierenden Erscheinung, die in auffallender Weise an Vulkane erinnert, wurde ihre Bedeutung und Verbreitung anscheinend oft überschätzt, während die primären Thermokarstvorgänge kaum eine Beachtung fanden, die ihrer Wichtigkeit für die gesamte Entwicklung der Periglazialgebiete angemessen gewesen wäre. LIVINGSTONE (1963) schätzt, daß die Anzahl der Auftauseen in den rezenten Periglazialgebieten Alaskas und Nordkanadas ebenso groß ist, wie diejenige aller glazigenen Seen zusammen und allein in Nordalaska in die Zehntausende geht.

Es ist anzunehmen, daß sich diese für die heutigen Periglazialgebiete Nordamerikas und Nordasiens so charakteristischen Thermokarstvorgänge auch im weichselzeitlichen Periglazialgürtel Mitteleuropas, insbesondere in den mit feinklastischen Sedimenten er-

füllten Becken und Tiefebenen des Altmoränengebietes abgespielt haben, und der von MENKE (1968) und KSIQZKIEWICZ et. al. (1968) erwähnte Seenreichtum bei Beginn des Spätglazials ist wahrscheinlich in erster Linie hierauf zurückzuführen.

4.1.3.2. Entstehung des Dümmers durch Thermokarstvorgänge

Nach den großräumigen Untersuchungen von FRENZEL u. TROLL (1952) lag das Dümmergebiet im Weichselglazial in der Zone der "Frostschutt-Tundra" und nach v.d. HAMMEN et. al. (1967) sowie ZAGWIJN u. PAEPE (1968) wiesen auch die Niederlande in dieser Zeit eine Landschaft mit "Polarwüstencharakter" auf. Dieser Landschaftstyp ist heute weitgehend auf die hocharktischen Klimazonen beschränkt. In den ältesten Pollenspektren vom Dümmer fehlen autochthone Baumpollen völlig (s. Kap. 3.1.4.), und man kann daher auf reine Tundrenvegetation schließen - wobei die höherliegenden, trockeneren Areale wahrscheinlich sogar vegetationslos (Steinsohlen, Dünenfelder) gewesen sind. Analog zu den heutigen wenig ozeanisch beeinflußten Periglazialgebieten ergibt sich daraus, daß das Dümmerbecken innerhalb der Zone kontinuierlichen Permafrostes gelegen haben muß, d.h. der gesamte Boden war bis in größere Tiefen langdauernd gefroren.

Unter diesen Voraussetzungen wird im folgenden versucht, die Entstehungsgeschichte des Sees nachzuzeichnen, wie sie sich aufgrund der Ähnlichkeiten mit den oben geschilderten Flachseen der heutigen Periglazialgebiete vollzogen haben wird.

Die Niederschläge erreichten im Dümmergebiet nach einer Übersichtskarte bei TRICART u. CAILLEUX (1962, fig. 23) etwa 40 - 50 % des heutigen Wertes, lagen also um 300 mm/a. Sie schufen durch eine Grundwassersättigung des Bodens vor allem in den Senken die Voraussetzungen für die Ausbildung von Permafrost und für die Akkumulation von über das Porenvolumen hinausgehenden Eisanteilen an diesen grundwasserreichen Stellen.

Infolge der abdichtenden Wirkung des gefrorenen tieferen Untergrundes stellte sich dann während der jährlichen Auftauperioden ein Wasserreichtum der obersten Schichten ein, der eine kräftige Abtragung der Höhen, sowie eine schnelle Sedimentation in den Becken zur Folge hatte. Diese Verhältnisse kommen sowohl in der Morphologie der Umgebung als auch in der großen Mächtigkeit (bis 20 m) der Jungpleistozän-Sedimente im Dümmer-Becken (ebenso

wie im Steinhuder Meer-Becken) zum Ausdruck. Weil das Material der Abtragungsgebiete z.T. schon durch fluvioglaziale und äolische Prozesse vorsortiert war, gelangten fast nur fein- bis mittelkörnige Sande mit stellenweise erheblichen Schluffgehalten, aber nur geringen Grobsand- und Feinkiesanteilen in das Beckeninnere. Auch während des Weichsel-Hochglazials müssen schon an zahlreichen Stellen im Dümmer-Becken zeitweilig oder periodisch kleinere Gewässer vorhanden gewesen sein, wie die Wechselfolgen von Sand und kaltzeitlichen Beckenschluffen und -tonen z.B. am Nordufer erkennen lassen. Die überwiegend feinkörnige Sedimentfüllung bot unter den geschilderten hydrographischen und klimatischen Verhältnissen, ähnlich wie die "Gubic-Formation" im nordalaskischen Seendistrikt (s.u.a. CARSON u. HUSSEY 1962) ideale Voraussetzungen für eine Untergrundeisbildung, die an vielen Stellen über das ursprüngliche Porenvolumen des Sediments weit hinausging.

Das während der langen Frostperioden im Boden gebildete Eis ist bei dieser periglazialen Sedimentation in den kurzen sommerlichen Wärmephasen nicht gänzlich wieder aufgetaut, weil es bei der Schneeschmelze durch die Bedeckung mit jüngeren Sedimenten dem athmosphärischen Wärmeeinfluß entzogen wurde. Durch die Bildung und Erhaltung überschüssiger Bodeneisanteile ging die Verfüllung der glazigenen Becken daher schneller vonstatten als bei normaler klastischer Sedimentation und die weitere periglazial-fluviatile und äolische Sedimentation konnte anschließend über die ehemaligen - durch ihren Eisreichtum nun dem allgemeinen Oberflächenniveau angeglichenen - Becken hinweg die gesamte Dümmerniederung ergreifen. Die Eisbildung erfolgte also synsedimentär, d.h. bei fortlaufender Auffüllung der alten saalezeitlichen Becken, und alte Sedimentschüttungsrichtungen, die sich vorher wahrscheinlich auch in der Morphologie ausgeprägt hatten, wurden bei diesen Vorgängen weitgehend verwischt. So entspricht die weder durch fluviatile noch durch äolische Sedimentation allein erklärbare Oberflächengestalt der aus flachen Kuppen, Rücken und Senken gebildeten und von fossilen Fließrinnen durchzogenen Sandareale östlich des heutigen Sees weitgehend dem Erscheinungsbild von durch Thermokarst erniedrigten Ebenen, wie sie CZUDEK u. DEMEK (1970) aus Sibirien beschrieben haben. Auch die Tatsache, daß durch Thermokarst flache Senken (Talzüge) entstehen können, deren

Gefälle entgegengesetzt zum Einfallen der eisdurchsetzten alten Oberfläche gerichtet ist, legt den Schluß nahe, daß die periglazialen Sedimentationsrichtungen völlig anders gewesen sein können, als man es aus der postglazialen, durch Thermokarst veränderten Oberflächengestalt ableiten würde. Ähnlich wie in den rezenten Periglazialgebieten werden sich also auch im Dümmer-Becken im Weichselglazial in den feineren Sedimenten der zunächst noch tieferen Stellen hohe Eisanteile im Boden angesammelt haben, während sie in den oft etwas gröberen, höherliegenden und daher besser drainierten Sedimenten der Randzonen kaum über das ursprüngliche Porenvolumen hinausgegangen sein dürften.

Mit der Erwärmung am Ende des Hochglazials machten sich durch erste Auftauerscheinungen über den eisreichen Flächen Senkungstendenzen bemerkbar. Auf Grund des Wasserreichtums kam es dort zur Entwicklung von Moos- und Seggentorfen, deren isolierende Wirkung den Untergrund aber - über das kurze Bölling-Interstadial und die Ältere Tundrenzeit hinaus - zunächst noch vor weiterem Auftauen schützte. Nur an einigen Stellen (Vorkommen der hellgrauen, kalkigen Tone) bildeten sich bereits am Ende des Hochglazials offene Wasserflächen. Die Größe dieser Initialbecken ist schwer anzugeben, weil ihre Uferlinien beim späteren Anstieg des Seespiegels durch Erosion und Reliefausgleich durch jüngere Seeablagerungen verwischt worden sind.

Erst im Alleröd-Interstadial, als die Temperaturen zumindest im Sommer längere Zeit Werte erreichten, die nur wenig unter den heutigen Mittelwerten gelegen haben (FIRBAS 1949), bildeten sich durch fortschreitendes Auftauen des Permafrostes größere, zusammenhängende Wasserflächen.

Das Vorhandensein oder Fehlen einer alten Vegetationsdecke an der Basis der limnischen Abfolge in den einzelnen Becken und Uferbereichen des flachen Dümmers gibt Hinweise auf das Klima während seiner Entstehungsphase. HOPKINS (1949) beobachtete an rezenten Thermokarstseen in Alaska, daß die alte Vegetationsdecke insbesondere an demjenigen Ufer erodiert wird, welches den stärksten Sommerwinden ausgesetzt ist. Die Tatsache, daß im Gebiet Lembruch-Burlage (Ostufer) an mehreren Stellen alte Torfe erhalten sind, während sie vor allem im nördlichen Teil des Westufers fehlen, kann dahingehend gedeutet werden, daß unter den kontinentalen Klimabedingungen des Spät- und frühen Postglazials (FIRBAS 1949;

SELLE & SCHNEEKLOTH 1963) im Sommer häufig auch starke Ostwinde aufgetreten sind, die eine kräftige Erosion am Westufer bewirkten. Die weitflächige Erhaltung der alten Torfdecke in den südöstlichen Nebenbecken ist teilweise wahrscheinlich auf die geringere Wellenentwicklung und daher schwächere Erosion in diesen kleinen Becken zurückzuführen. Zum anderen kann diese Tatsache aber als wichtiges Indiz für die Entstehung des gesamten Sees durch Thermokarstphänomene angesehen werden. GROSS (1937) und WIECKOWSKI (1969) schließen aus der weiten Verbreitung einer spätglazialen Torfschicht unter den limnischen Sedimenten des Mikolajki Sees in Masuren auf das Vorhandensein eines Eiskörpers (in diesem Falle Toteis der letzten Eiszeit) unter dem Torf, der erst im Alleröd aufgetaut ist. Dadurch sank die Torfschicht auf den Boden des heutigen Beckens ab und wurde anschließend von limnischen Sedimenten bedeckt. Bei den rezenten Auftauseen Nordamerikas ist häufig das Absinken einer unzerstörten Pflanzendecke unter den Wasserspiegel des Sees zu beobachten (WALLACE 1948; HOPKINS 1949; u.a.). Das geschieht besonders an Stellen, die weder starkem Wellengang noch starker Insolation ausgesetzt sind und ist deshalb bei kleineren Seen (od. Buchten) und an dem nach Norden exponierten, also der direkten Sonneneinstrahlung weitgehend entzogenen Südufer, häufig anzutreffen.

Die stellenweise Erhaltung der Torfdecke am Süd-, Südwest- und Ostufer des großen Beckens und die weitflächige Erhaltung in den südöstlichen Nebenbecken steht also in gutem Einklang sowohl mit den Beobachtungen an glaziären Seen, bei denen Auftauvorgänge eine Rolle gespielt haben, als auch (und das vor allem) mit den Beobachtungen an den rezenten periglaziären Thermokarstseen.

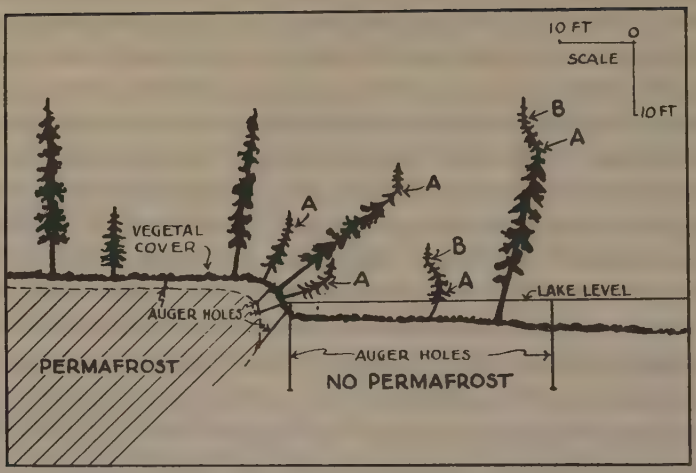



FIG. 3. -Diagram of cross section of bank of cave-in lake, showing tilted and S-shaped trees and distribution of permafrost. *A*, First bend, formed when receding bank reached the base of the tree. *B*, Second bend, formed after receding bank passed beyond the tree.

Abb. 42 Absinken der Vegetationsdecke auf den Boden von Auftau-Seen nach WALLACE (1948).

Wie lange es gedauert hat, bis das gesamte Bodeneis unter dem Dümmer-Becken aufgetaut ist (sofern es im Alleröd-Interglazial überhaupt gänzlich getaut ist) und die Initialbecken sich zu einem größeren See zusammengeschlossen haben (in ähnlicher Weise wie es WALLACE 1948, Abb. 4 ff dargestellt hat), kann schwer abgeschätzt werden. Am Ende des Alleröd-Interstadials hatte sich der See jedoch bis an die höherliegenden und vermutlich trockeneren Randgebiete nördlich des Stemweder Berges ausgedehnt. Da hier zumindest oberflächennah - wegen des geringeren Bodeneisgehaltes - keine Sackungen mehr auftraten, hatte er damit seine auf Thermokarst zurückzuführende Ausdehnungsphase abgeschlossen, und nur Wind- und Wellen-, bzw. Strömungserosion konnten zunächst noch zur Vergrößerung oder Veränderung der Form beitragen. Insgesamt war die Größenentwicklung des Dümmers damit jedoch nicht beendet, denn er umfaßte im frühen Postglazial noch weit größere Flächen als im Alleröd. Der postglaziale Anstieg des Seewasserspiegels könnte auf verschiedene Ursachen zurückgehen, bzw. durch ein Zusammenwirken mehrerer Faktoren ausgelöst worden sein:

Während der kalt-trockenen Jüngeren Tundrenzeit - in der Flugsandbildungen verbreitet auftreten - könnte der Abfluß des allerödzeitlichen Sees, sofern dieser See überhaupt einen Abfluß besaß, durch Sandverwehungen im trockenfallenden Uferbereich verschlossen worden sein. Eine weitere Möglichkeit wäre ein Stau des Abflusses durch Biber-Dammbauten, die RUTTEN (1967) für einen wichtigen Faktor bei der gesamten Entwicklung der ehemals von Bibern besiedelten Flußtäler hält. Zumindest aus dem jüngeren Postglazial sind am Dümmer zahlreiche Biberreste nachgewiesen (DEICHMÜLLER 1968).

Auch bei zahlreichen anderen Seen von Mitteleuropa bis in die UdSSR ist jedoch ein Höchststand des Seespiegels im frühen Postglazial zu beobachten (GROSCHOPF 1936; KORDE 1961). Dieser Anstieg des Wasserspiegels scheint daher in erster Linie klimatisch-hydrographischen Ursprungs zu sein und mit dem verbreiteten Anstieg des Grundwasserspiegels in dieser Zeit zusammenzuhängen, denn vor den menschlichen Eingriffen in seinen Wasserhaushalt trat im Dümmer die Grundwasseroberfläche ebenso wie im Steinhuder Meer frei zutage.

Bei flachen Seebecken haben Klimaschwankungen besonders starke Auswirkungen sowohl auf die Seegröße, als auch auf die Sedimentation (KORDE 1961; RICHARDSON 1969), und bei den geringen Höhenunterschieden im Dümmer-Becken traten diese Wirkungen mit der Klimaänderung im frühen Postglazial sehr deutlich in Erscheinung. Die Seegröße stieg nun auf mehr als 80 $km^2$, und zeitweilig wahrscheinlich sogar auf über 150 $km^2$. Diese zweite Expansionsphase beruht aber - wie aus den vorliegenden Untersuchungen gefolgert werden kann - auf anderen Ursachen als die Anlage der älteren, spätglazialen Becken.

Nach der hier vertretenen Thermokarsttheorie kann die Entstehungsgeschichte des Dümmers also folgendermaßen zusammengefaßt werden: Während des Weichselglazials war die gesamte Dümmerniederung von Bodeneis durchsetzt. Die späteren Seegebiete waren dem übrigen Oberflächenniveau weitgehend angeglichen, zeichneten sich aber durch besonders hohe Eisgehalte aus. Bereits im Hochglazial existierten kleinere limnische Becken, die aber durch Regeneration des Permafrostes mehrfach wieder erblindeten (Wechselfolge z.B. am Nordufer). Mit Beginn des Spätglazials entstanden durch die einsetzenden Auftauvorgänge kleinere Seen, vielleicht stellen-

weise auch schon größere Wasserflächen. Stellen, an denen der hohe Eisgehalt besonders tief ins Sediment gereicht hatte, wirkten als Sedimentfallen, ähnlich wie die "Baggerlöcher" im heutigen See und wurden mit feinklastischem Material verfüllt, während am übrigen Seeboden die unterlagernden Sande aufgearbeitet und umgelagert wurden. Auf weiten Flächen am Südrand blieb der Permafrost zunächst durch die isolierende Wirkung der Torfdecke noch erhalten.

Während des wärmeren Alleröd-Interstadials bildeten sich dann durch verstärktes Auftauen des Bodeneises erstmals nachweisbar große, zusammenhängende Wasserflächen, und im frühen Postglazial dehnte sich der See durch einen klimatisch bedingten Anstieg des Wasserspiegels bis auf mehr als 80 $km^2$ aus.

Wegen der auffallenden Ähnlichkeiten zwischen Dümmer und Steinhuder Meer seien hier noch einige Gedanken zur Genese dieses größten nordwestdeutschen Sees angefügt. GRAHLE (1968) war im Verlauf seiner Untersuchungen am Steinhuder Meer zu dem Schluß gelangt, daß die Annahme von DIENEMANN (1963), beide Seen seien durch Deflation entstanden, zumindest dort nicht zutrifft und hatte sie beim Dümmer ebenfalls für unwahrscheinlich gehalten. Er hatte die zahlreichen kleinen, mit präallerödzeitlichen Tonmudden erfüllten Becken im Steinhuder Meer als durch Subrosion bedingte Erdfälle gedeutet und die Entstehung des Gesamtbeckens überwiegend auf tektonische Ursachen zurückgeführt. Ein wesentlicher Punkt war dabei der durch Bohrungen erbrachte Nachweis, daß unter 20 m jungpleistozänen Sedimenten im Untergrund des Steinhuder Meeres bereits ein eemzeitlicher See vorhanden gewesen ist. Da aber die Bohrungen nicht bis zur Quartärbasis hinabreichten und bisher in Ermangelung tieferer Bohrungen oder geophysikalischer Daten noch kein Nachweis für eine entsprechende Eindellung in der Quartärbasisfläche unter dem See erbracht werden konnte, ist seine Folgerung einer starken tektonisch und/oder halokinetisch bedingten Absenkung des gesamten Steinhuder-Meer-Beckens nicht zwingend. Die mit Tonmudde erfüllten Hohlformen sind nicht allein auf den Bereich über der Steinhuder Meer Salz-Achse beschränkt, sondern treten im gesamten Seebecken auf. Ihre Entstehung ist daher durch Subrosion nicht hinreichend zu erklären.

Bei einem Vergleich mit den rezenten Auftauseen zeigt sich, daß sich die Ergebnisse der Untersuchungen von GRAHLE (1968) auch

mit Hilfe von Thermokarstphänomenen ohne tektonische Bewegungen erklären lassen. Der See ist am Ende des Weichsel-Hochglazials entstanden, trotz seiner Größe (30 $km^2$) im Mittel nur 1,4 m tief, mit Ausnahme der als Rückstromrinne gedeuteten etwas tieferen "Deipen", und weist einen sehr ebenen Boden auf. Die kleinen Tonmuddevorkommen könnten wiederum in Analogie zu den von LIVINGSTONE et al. (1958) aus Alaska beschriebenen Verhältnissen als Stellen gedeutet werden, an denen hohe Eisgehalte etwas tiefer ins Sediment gereicht hatten als im übrigen Becken. Nach ihrem Auftauen dürften sie als Initialbecken oder als tiefere Stellen innerhalb eines größeren Sees aufgetreten sein, die dann schon im Frühstadium der Seeentwicklung wieder verfüllt worden sind. In seiner jetzigen Form könnte das Steinhuder Meer danach ebenso wie der Dümmer als "reifer Thermokarstsee" angesehen werden. Diese neue Interpretation der Untersuchungsergebnisse von GRAHLE (1968) müßte durch weitere Geländearbeiten geprüft werden.

Neben diesen beiden großen Seen könnten auch zahlreiche kleine und mittlere Seen der weichselzeitlichen Periglazialgebiete Nordwestdeutschlands und angrenzender Gebiete auf Thermokarstphänomene zurückgeführt werden: etwa der von MENKE (1968) aus Glüsing/Holstein beschriebene hoch- bis spätweichselzeitliche See, oder das von BEHRE (1966) aus Ostfriesland beschriebene frühspätglaziale Gewässer und eine Reihe anderer Seen, deren Genese (oft werden "Erdfälle" angenommen) bisher nicht recht erklärbar schien, wie aus den Arbeiten von LUNDBECK (1938), GRAHLE + STAESCHE (1964) und GRAHLE, LÜTTIG + STAESCHE (1967) zu entnehmen ist.

## 4.2. Entwicklungsgeschichte

### 4.2.1. Hochglazial bis jüngeres Subatlantikum

Während des Weichsel-Hochglazials lag der Rand des Inlandeises etwa 200 km nordöstlich vom Dümmer-Becken im Raum Hamburg, und das Gebiet befand sich innerhalb der Periglazialzone. An günstigen (sommerfeuchten) Standorten konnte sich auch während dieser Zeit eine geringmächtige Vegetationsdecke ausbilden - wie die bei zahlreichen Peilstangenbohrungen in einigen Metern Tiefe angetroffenen dünnen Torflagen zeigen. Nach einer freundlicherweise von Herrn Dr. H. Müller (BfB) gezählten pollenanalytischen Stichprobe stellen Cyperaceen- und Gramineen 95 % der Gesamtpollen, d.h. die im Spätglazial häufigen Kräuter waren noch sehr selten und Bäume fehlten gänzlich. Höherliegende, trockenere Stellen waren vermutlich vegetationslos (Dünenfelder, Steinsohlen). Die vermutlich aus dieser Zeit stammenden und auf Luftbildern erkennbaren Deltabildungen nördlich von Schwege (Abb.18) liegen noch westlich von einigen Grundmoränenkuppen, so daß von der Hunte wahrscheinlich nur wenig Sedimentmaterial bis in das Zentrum des glazigenen Beckens gelangt ist.

Der obere Teil der Sedimentfolge besonders im NW-Teil des Beckens läßt erkennen, daß schon im Hochglazial wiederholt limnische Sedimentationsbedingungen herrschten. Während dieser anscheinend meist nur kurzen Seephasen lagerten sich "kaltzeitliche" Beckenschluffe und -tone ab, die nur geringen Kalkgehalt aufweisen und neben gelegentlichen Anreicherungen von Torfdetritus kaum organische Reste enthalten.

Im Zuge der Erwärmung bei Beginn des Spätglazials, als sich das Inlandeis in das Gebiet der Dänischen Inseln zurückzog, nahm die Vegetationsbedeckung weiter zu. Die für diese Klimaperiode charakteristischen Kräuter (Artemisia, Umbelliferen u.a.) und Sträucher (Salix polaris, Betula nana, Hippophae u.a.) breiteten sich allmählich aus. In den Sedimenten sank der Sandanteil, während der Kalkgehalt zunahm und die Algenflora arten- und individuenreicher wurde. Die Schwimmblattpflanze Myriophyllum spicatum/verticillatum muß zeitweilig sehr reichlich aufgetreten sein - was in Ablage-

rungen aus dieser Zeit auch an anderen Seen beobachtet werden konnte (s. Kap. 3.1.4.1.).

In der stärkeren Erwärmungsphase des Bölling-Interstadials wich der Eisrand bis an die Linie Scania (Südschweden) - Kurland (Lettische SSR) zurück. Während dieser Zeit wanderten die ersten Baumbirken in das Dümmergebiet ein und die Temperaturen können etwa denen der heutigen diskontinuierlichen Permafrostzone (-1 bis -6° C Jahresmitteltemperatur) entsprochen haben.

Im Profil der Bohrung 230 (s. Abb. 21) nimmt in diesem Niveau sowohl der Kalkgehalt als auch der Gehalt an organischer Substanz in der Mudde beträchtlich zu. Letzteres weist wahrscheinlich auf eine reichere Planktonentfaltung im See infolge der höheren Sommertemperaturen hin, die dann auch eine stärkere biogene Kalkfällung verursachte. Die dichtere Pflanzendecke verminderte auch die Einschwemmung von sandigem Material aus der Umgebung des Sees. Sowohl im Hauptbecken als auch in den südöstlichen Nebenbecken kommen Mudden aus dieser Zeit vor. Wie groß die Seeflächen gewesen sind, ist wegen fehlender Uferstrukturen nicht feststellbar. Nach der Höhenlage der Muddenoberfläche kann der Wasserspiegel zwischen 36,0 und 36,5 m üb. NN gelegen haben.

Der anschließende, ebenfalls nur wenige Jahrhunderte dauernde Klimarückschlag der Älteren Tundrenzeit, dem die Eisrandlagen an den südschwedischen Endmoränen entsprechen, führte wahrscheinlich zu einer weitgehenden Regeneration des Permafrostes. Die Verbreitung der Baumbirken ging wieder zurück, während der Anteil der Gräserpollen (bes. Gramineen) einen höheren Wert im Pollenspektrum erreichte und damit wieder trocken-kaltes Klima anzeigt. Die Vegetationsdecke scheint durch die Frosteinwirkung teilweise zerstört worden zu sein, denn es kam sowohl zu verstärkter Einschwemmung (oder Einwehung) von Sand als auch von Torfdetritus in den See. Der minerogene Anteil der Sedimente stieg wieder an. Weite Flächen im Südteil des späteren limnischen Beckens müssen bis in diese Zeit durch eine dichte Vegetationsdecke noch vor Auftauerscheinungen geschützt gewesen sein, weil die Bildung der Braunmoos- und Seggentorfe dort bis zum Alleröd-Interstadial anhielt.

Die stärkere Ausdehnung der Seeflächen bzw. der großflächige Zusammenschluß der Initialbecken trat erst im Alleröd-Interstadial ein (Abb.43).

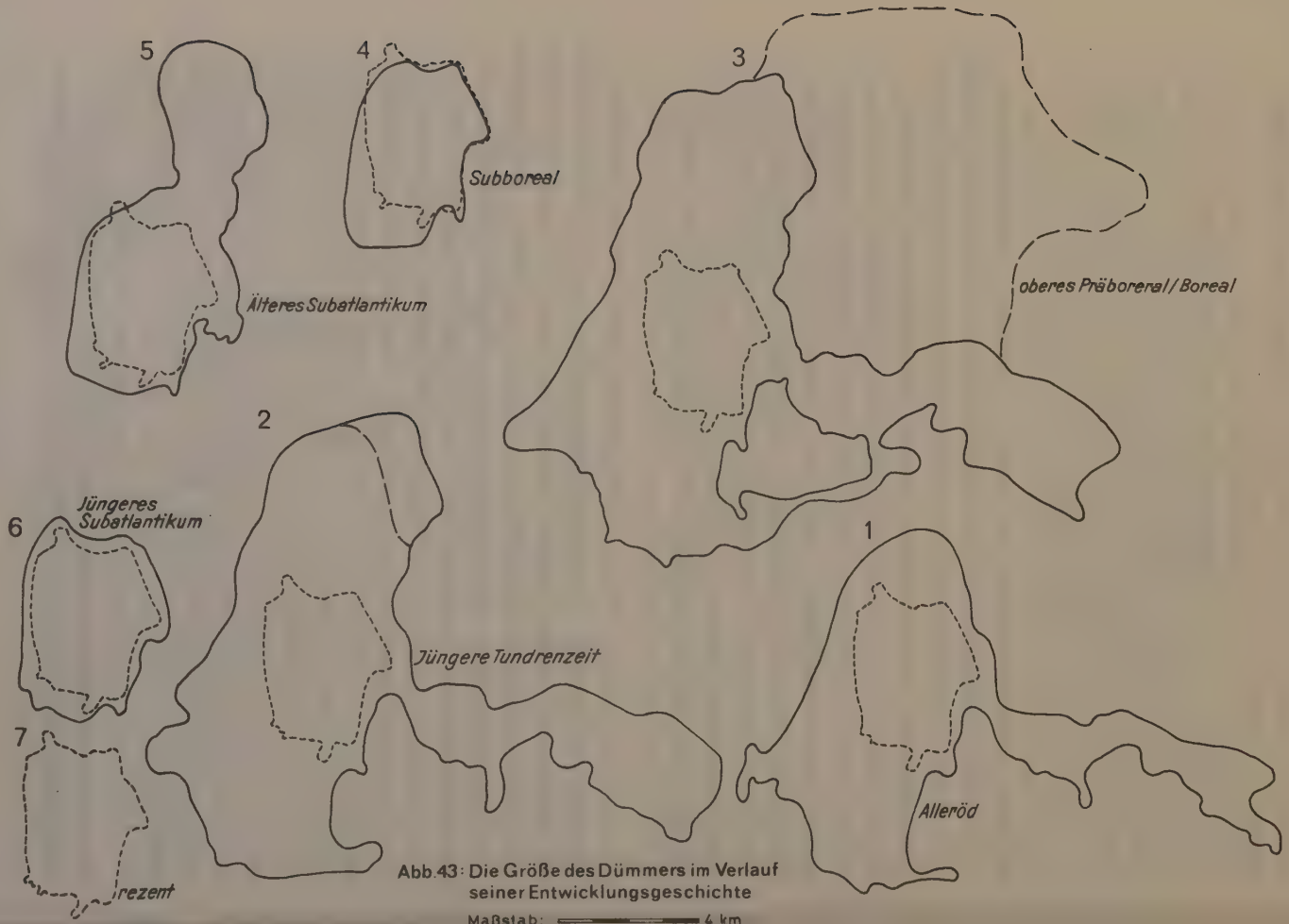



Abb. 43: Die Größe des Dümmers im Verlauf seiner Entwicklungsgeschichte

Maßstab: 4 km

In dieser wärmsten Klimaphase des Spätglazials wich das Inlandeis bis nach Mittelschweden und Ostfinnland zurück. Da die Nordsee in ihrer heutigen Umgrenzung noch nicht existierte, war das Klima erheblich kontinentaler und sowohl die Januarmittel- als auch die Jahresmitteltemperaturen werden noch sehr niedrig gewesen sein.

Die Julimitteltemperaturen lagen im südöstlichen Dänemark bei 12 - 15° C (HANSEN 1965) und ZAGWIJN + PAEPE (1968) nehmen für die Niederlande ebenfalls etwa 14° C an. Im Dümmer-Becken werden sie ähnlich oder etwas höher gewesen sein - wie die höheren Pinus-Prozente in den Pollendiagrammen vermuten lassen. Das Julimittel war demnach nicht sehr verschieden vom heutigen Wert (17,5° C).

Unter diesen Bedingungen kam es im Dümmergebiet zunächst zu einer schnellen Ausbreitung von Birkenwäldern, die später von den aus dem Südosten vordringenden Kiefern durchsetzt wurden. Die Kiefern werden wahrscheinlich nur in den trockenen Flugsandgebieten z.B. nördlich des Stemweder Berges in größerer Menge aufgetreten sein.

Die Pollenspektren bestätigen die von FIRBAS (1949) etwa durch das Dümmer-Gebiet gezogene Grenze zwischen einem Birken-Kiefern-Gebiet im SE und einem Birken-Gebiet im NW. Aus dem Anteil der Nichtbaumpollen (20 % d. gs. P.) kann abgeleitet werden, daß der Waldbestand auch im oberen Alleröd noch nicht so geschlossen war wie im Postglazial - als die NBP-Werte auf etwa 5 % absanken und erst in historischer Zeit durch die starken Rodungen wieder anstiegen (s. Abb. 21, 22).

Der Anstieg des Seespiegels bis auf etwa 36,5 - 37,0 m üb. NN, sowie das wärmere Klima und die Ausbildung einer geschlossenen Vegetationsdecke prägten sich in den Seeablagerungen, ähnlich wie im Bölling-Interstadial, wiederum durch einen Anstieg des Kalkgehaltes und der organischen Substanz aus.

Im südlichen Hauptbecken und den südöstlichen Nebenbecken (Gr. Flader u. Oppendorfer Fledder) wurden auf weiten Flächen schluffige diatomeen-, pediastren- und ostracodenreiche Kalkmudden abgelagert. Sie gehen randlich stellenweise in Sandmudden und Seesand und an anderen, geschützteren Orten in dunkelbraune Feindetritusmudden über, die durch Aufarbeitung der alten Braunmoos- und Seggentorfe entstanden sind. Die autochthone Komponente in Form von Kalk und vor allem von organischer Substanz (Algenreste) erreichte in der etwas uferfernen Fazies erstmals Werte, die mit

den Postglazialverhältnissen vergleichbar sind. Neben den oben genannten Sedimenttypen findet sich nordwestlich von Haßlinge ein kleineres Gebiet, in dem eine schmierig-schwarze, kalkarme Mudde abgelagert wurde, wie sie zur gleichen Zeit auch in Seen Nordpolens (MARCINIAK 1969) und dem NW der UdSSR (BARTOSH 1969) aufgetreten ist.

Die Oberfläche der allerödzeitlichen Kalkmudden liegt im Oppendorfer Mühlenbruch und Oppendorfer Fledder teilweise höher als in den westlicheren Becken. Da der Wasserspiegel aus anderen Gründen nicht im gesamten See so hoch gelegen haben kann, waren hier zu dieser Zeit möglicherweise mehrere kleine Becken vorhanden, die durch Bachläufe nach Westen mit dem Hauptbecken verbunden gewesen sind.

Wieweit sich das Hauptbecken durch Wasser- und Winderosion seiner flachen Ufer - in ähnlicher Weise wie es REX (1961) für die flachen nordalaskischen Seen annimmt - im Alleröd nach Norden ausgedehnt hatte, kann wegen des Fehlens datierbarer Uferbildungen in diesem Gebiet bisher nicht angegeben werden. Nur mit Hilfe weiterer Detailuntersuchungen könnte auch die Frage geklärt werden, ob der See z.B. im Bereich des Haverbeker Moores im NW, oder zur Wagenfelder Aue nach Osten einen Abfluß besaß oder aber gänzlich abflußlos war.

Aus der Verbreitung der Mudden und der Höhenlage ihrer Oberfläche kann aber abgeleitet werden, daß der allerödzeitliche See bzw. Seenkomplex insgesamt bereits eine Fläche von etwa 50 $km^2$ aufwies.

Der erneute scharfe Klimarückschlag der Jüngeren Tundrenzeit verlangsamte den Eisrückzug für eine Dauer von etwa 950 Jahren (MÖRNER 1970). Während dieser Zeit bildeten sich die Mittelschwedischen Endmoränenzüge und die Salpausselkä in Finnland, und sowohl in Schweden (HANSEN 1965) als auch in Norwegen (RICHTER 1965) kam es stellenweise zu erneuten Eisvorstößen. Die Sommertemperaturen sanken in Dänemark nach HANSEN (1965) wieder auf etwa $10^{o}$ ab und dürften im Dümmergebiet kaum höher gelegen haben. Da an zahlreichen Stellen im nördlichen Mitteleuropa Permafroststrukturen aus der Jüngeren Tundrenzeit nachgewiesen worden sind (KAISER 1960), müssen die mittleren Jahrestemperaturen wieder auf einige Grade unter Null abgesunken sein. Es kam dadurch zu einer weitgehenden Reduzierung des Waldbestandes.

Die Kiefer wird nach den geringen Anteilen im Pollenspektrum zu urteilen gänzlich aus der Umgebung des Dümmers verdrängt worden sein, und auch der Anteil der Baumbirken ging zurück, während Zwergbirken, Weiden und einige andere Sträucher und vor allem die Gräser und Kräuter der Tundrenflora des frühen Spätglazials sich noch einmal stark ausbreiteten. In trockeneren Gebieten muß die Vegetationsdecke sogar zerstört worden sein, denn von der ostfriesischen Nordseeküste (BEHRE 1966) bis nach Polen (KSIQZKIEWICZ et al. 1968) sind Flugsand und Dünenbildungen aus der Jüngeren Tundrenzeit nachgewiesen worden und WILL (1969) stellt auch die Flugsande nördlich des Stemweder Berges z.T. in diese Zeit.

Im See wurden unter diesen Klimaverhältnissen hellbraune, kalkfreie, schluffreiche Mudden und Mudde-Sand-Wechselfolgen abgelagert. Sie enthalten stellenweise extrem viel Pediastrum-Kolonien (über 80 auf 1 ges. Pollen). Nach HUTCHINSON (1957), KORDE (1959 u. 1969) und LIVINGSTONE et al. (1958) ist eine Massenentfaltung dieser Algen in Verseichtungsstadien von Seen oder zeitweilig trockenfallenden Becken häufiger zu beobachten.

Durch die Lückenhaftigkeit der Vegetation in der Umgebung des Sees kam es zu verstärkter Einschwemmung und Einwehung von Löß und Sand in das Seebecken und eine sonst auf das Sublitoral beschränkte Fazies (s.S. 59) ergriff infolge stark schwankender Wasserstände auch weite Teile der sonst als Pelagial einzustufenden Seeflächen. Aus der Höhenlage der Muddenoberfläche ist abzuleiten, daß der Seespiegel zeitweilig schon um 37,0 m üb. NN gelegen haben muß. Die Muddenverbreitung deutet an, daß sich das Hauptbecken weiter nach Norden ausgedehnt hatte und der gesamte See bei hohem Wasserstand in der Jüngeren Tundrenzeit schon eine Größe von etwa 80 $km^2$ erreichte.

Um etwa 8200 v.Chr. setzte der postglaziale Temperaturanstieg ein und die nordeuropäische Inlandeismasse taute weitgehend ab. Im Präboreal war das Klima im Dümmergebiet noch kontinental und die Sommer vermutlich noch relativ kühl (FIRBAS 1949). In der Umgebung des Sees breiteten sich zunächst wieder Birkenwälder aus, und mit dem allmählichen Vordringen der Kiefern sanken die Anteile der Gräser und Kräuter am Gesamtpollenspektrum auf weniger als 10 % ab. Die Bewaldung war also bereits dichter als im Alleröd. Nach der Höhenlage der Mudden muß der Seespiegel im frühesten Postglazial zwischen 37,0 und 37,5 m üb. NN gelegen haben. Er

scheint aber ebenfalls noch starken Schwankungen unterworfen gewesen zu sein, denn in zahlreichen Bohrprofilen fehlt die Pollenzone IV oder ist auf eine wenige Zentimeter mächtige Sandmuddelage reduziert. Nur an tieferen Stellen des Hauptbeckens und in geschützteren Buchten der südöstlichen Nebenbecken wurden mehrere Dezimeter schluffiger und z.T. sehr diatomeenreicher Kalkmudden abgelagert. An anderen ufernahen Stellen, vor allem im Südosten und am Südwestrand des Hauptbeckens lagerte sich eine hellbraune kalkfreie und ebenfalls diatomeen- oder pediastrenreiche Schluffmudde ab - ähnlich wie in der Jüngeren Tundrenzeit. Im Ost- und Nordteil des Hauptbeckens herrschte eine rein sandige Sedimentation.

Gegen Ende des Präboreals muß der Seespiegel dann weiter angestiegen sein und erreichte etwa während der Zeit der stärksten Kieferndominanz in den Pollendiagrammen an der Grenze zum Boreal seinen Höchststand. Nach FIRBAS (1949) blieb das Klima im Boreal zunächst noch relativ kontinental, mit vermutlich stärkeren Temperaturextremen zwischen Sommer und Winter. BARTOSH (1969) schließt aus Untersuchungen an Seen in der NW-UdSSR, daß das Klima schon im Boreal allgemein etwas feuchter geworden ist. Im Dümmergebiet breiteten sich neben der Hasel nun auch die Eichenmischwaldbäume allmählich aus. Der Rückgang der Nichtbaumpollen auf weniger als 10 % läßt erkennen, daß die Umgebung des Sees jetzt dicht bewaldet war. Kennzeichnend für dieses Seestadium ist eine flächenhafte Sedimentation, die weite Gebiete im Hauptbecken und in den südöstlichen Nebenbecken mit hellgrauen und z.T. auch rosafarbenen, im allgemeinen auffallend elastischen Kalkmudden bedeckte(s.S. 59 ff). Im Litoralbereich gingen diese Mudden teilweise in reine Algenmudden und schließlich in Schilftorfe oder Strandsande über. Im Dümmer treten also in der frühen postglazialen Wärmezeit die höchsten Kalkgehalte in den Sedimenten auf, wie es in ähnlicher Weise auch in zahlreichen anderen Seen Nord-, Mittel- und Osteuropas beschrieben worden ist (GROSCHOPF 1936; STREIF 1970; LUNDQVIST 1927; NAUMANN 1930 u. 1932). Insbesondere in kleinen Becken in der CSSR stellen die kalkreichen borealen Sedimente, ähnlich wie am Dümmer, den Hauptanteil der gesamten limnischen Abfolge (KOVANDA 1969), und in der NW-UdSSR sind sie, im Verhältnis zu den übrigen Sedimenten, ebenfalls besonders mächtig entwickelt (BARTOSH 1969).

Die starke Entfaltung der Cyanophyceen - insbesondere Microcytis, deren Gallerte den Kalk- und Algenmudden am Dümmer die Elastizität verleiht - ist in erster Linie auf das sommerwarme Klima zurückzuführen, wie KORDE (1969) bei algologischen Untersuchungen an zahlreichen Seen der UdSSR feststellen konnte.

PFAFFENBERG + DIENEMANN (1964) hatten die Größe des Dümmers in diesem Stadium auf etwa 50 $km^2$ geschätzt und auch in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, daß der See kein erkennbares Ostufer aufweist. Sie hatten die Strandwälle am Westufer nicht erkannt und für Dünenbildungen gehalten.

Zur Klärung der Frage der Ufer und der Höhenlage des Seespiegels wurde im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen zunächst die Höhenlage der Mudden in ufernahen Gebieten mit Hilfe der Lagepläne der Wasserwirtschaft und teilweise auch eigener Nivellements festgestellt. Dabei zeigte sich, daß sie an einigen Stellen bis auf etwa 38,0 m üb. NN hinaufreichen, so daß der Wasserspiegel zumindest auf dieser Höhe gelegen haben muß. Durch eine Anzahl von Zusatzbohrungen konnten nun die litoralen Faziswechsel bis an das fossile Seeufer verfolgt und die Sandrücken nun als Strandwälle gedeutet und anhand der Luftbilder auf längeren Strecken genau kartiert werden. Besonders im Südwesten und Nordwesten des Hauptbeckens ist der Strandwall (im Nordwesten z.T. ein großer äußerer und ein kleiner innerer) oft auch morphologisch im Gelände ausgeprägt. Er war vermutlich streckenweise schon von Torf überwachsen (s.Abb.45 u.46)und tritt nun,durch Abtorfung und Sackung der umliegenden Torfe infolge der Drainagemaßnahmen,als Sandrücken hervor (s.Abb. 44).

Am Südwestufer (Kemphauser Moor) konnte in einem frisch vertieften Graben ein Querschnitt durch den Strandwall näher untersucht werden. Dabei wurde erkennbar, daß es sich an dieser Stelle - und wahrscheinlich auch an den übrigen Strecken des Südwest- und Nordwestufers, an denen der Sandrücken besonders ausgeprägt ist, um einen vom See-Eis zusammengeschobenen Uferwall handelt, der den Seeboden um 1 - 1,5 m überragt.

Derartige "Eisschubwälle" von z.T. mehreren Metern Höhe sind aus Nord-Skandinavien und Nordamerika beschrieben worden (u.a. HALBFASS 1923; LIVINGSTONE et al. 1958), d.h. aus Gebieten, in denen relativ kontinentales Klima mit strengen Wintern herrscht.

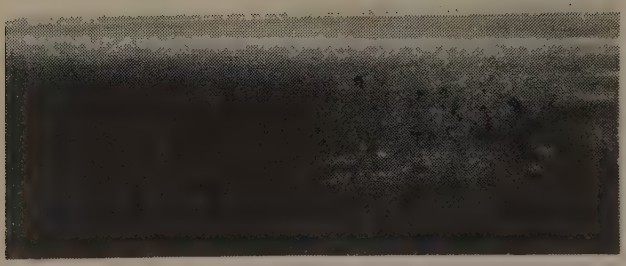


Abb. 44: Eisgeschobener Uferwall westl.der Borringhauser Wiesen, fossiles SW-Ufer des Dümmers. Der Wall überragt die umgebenden, drainierten Moorflächen bis zu 0,5 m.(Blick nach SW = landwärts)

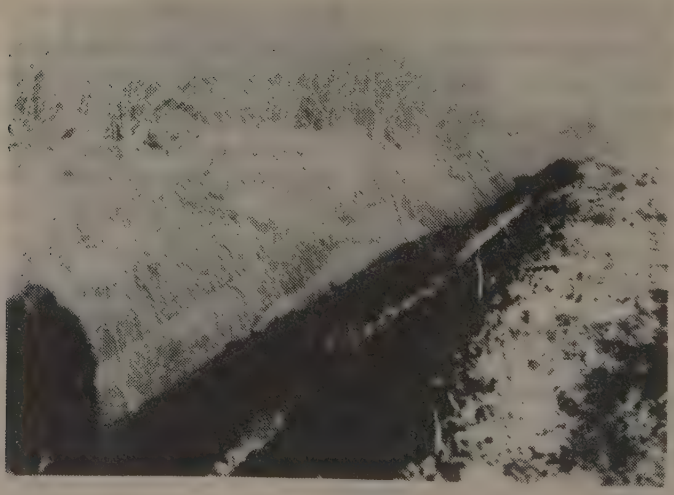


Abb. 45: Grabenaufschluß des o.g. Walles im Kemphauser Moor ( r 3450540, h 5817280). Blick seewärts (n.NE)

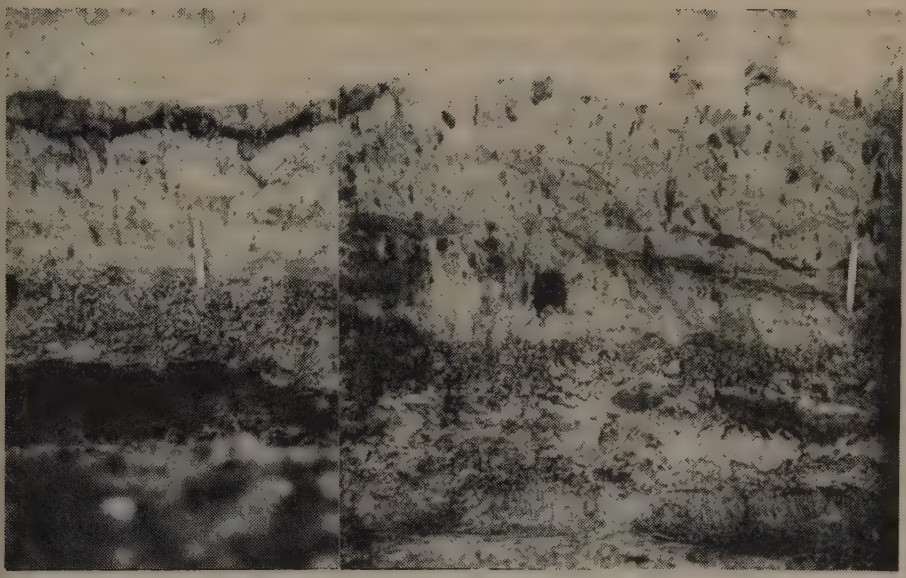


Abb. 46: Profil durch den Eisschubwall
Linke (nördl.) Grabenwand der Abb. 45. Die obere Seesandfolge (mit durchschnittenen Baumwurzeln) ist von rechts (Osten) nach links überschoben.
Im rechten Teil des Bildes steil gefaltete limnische Sedimente, Schluffmudde-Wechselfolgen des Spät- und frühen Postglazials mit Faltenkern im Bereich des Bohrloches.
Im linken Bilddrittel ist die Sandfolge auf dem dunkleren Muddehorizont abgeschert und die liegenden Sedimente sind ungefaltet.

Der Eisschubwall am Dümmer scheint nach einem Foto bei JÄRNEFELT (1938, Abb. 10) in Form und Größe weitgehend einer entsprechenden Bildung am heutigen Ufer des Kuorinkajärvi in Finnland zu gleichen. (Verf. konnte kleinere Eisschubwälle auch am Nordwestufer des Steinhuder Meeres beobachten).

Die Erscheinung ist folgendermaßen erklärbar: Das Wasser dehnt sich unter Atmosphärendruck beim Gefrieren um etwa 9 % aus. Ein Teil dieser Dehnungskräfte wirkt in horizontaler Richtung auf die Seeufer. Wenn die Ufer bzw. die vorgelagerte Verlandungsvegetation dem Druck standhalten, kommt es zur Bildung einer "Eisnaht" (s. Abb. S. 33 bei v. SANDEN-GUYA 1960), wobei das Eis in einiger Entfernung vom Ufer hausdachartig zusammengeschoben wird. Halten die Ufer bei größerer Eisdicke dem Druck nicht mehr stand, wird das Sediment im Uferbereich zu einem Wall vor dem Eisrand zusammengeschoben. Die Abb.46 des Querschnitts durch den Eisschubwall zeigt im oberen Teil stark durchwurzelten Seesand und darunter links und rechts von dem Bohrloch die steil aufgefaltete Mudde/Sand-Wechselfolge (Jüngere Tundrenzeit - Präboreal), die einen Sattel bildet, dessen Firste auf der gezeigten N-Seite des Grabens gekappt und etwa 1,5 m nach Westen verschoben ist. Auf der südl. Grabenwand ist die Falte dagegen noch im Verband erhalten. Es lassen sich zwei verschiedene Arten und Stockwerke der Bewegung unterscheiden: die Mudde/Sand-Wechselfolge im unteren Teil wurde gefaltet, als Abscherhorizont dienten wenig tiefer liegende spätglaziale Muddelagen. Der Seesand im oberen Teil wurde anscheinend gleitbrettartig (in gefrorenem Zustand) auf der am Beginn des linken Bilddrittels (im Hangenden der etwas überkippten hellen Schluffmuddelage) knäuelartig verdickten mittelbraunen Schluffmudde noch etwas weiter landwärts überschoben.

In diesem Aufschluß und bei weiteren Bohrungen im Bereich des südwestlichen Uferwalles zeigte sich, daß der Wall nicht das äußerste Seeufer markiert, sondern, daß die Mudden darunter hindurch noch weiter nach Westen reichen. Mit Hilfe der Luftbilder und weiterer Bohrungen konnten auch westlich und östlich der Hüder Grundmoräneninsel Strandwälle des frühpostglazialen Sees festgestellt werden, die auf Abb.18 verzeichnet sind.

Sofern man keine großflächigen Senkungserscheinungen im nördlichen und östlichen Teil des Dümmerbeckens annimmt, müssen sich bei der o.g. Höhe des Seespiegels weite Flächen zwischen Lembruch, St.

Hülfe, Rehden und Wagenfeld ebenfalls unter flacher Wasserbedeckung befunden haben.

Die Luftbilduntersuchungen ergaben innerhalb dieses Gebietes westlich vom Thielmannshorst und im St. Hülfer Bruch ebenfalls Strukturen, die nach Vergleichen mit Luftaufnahmen von anderen Seen (s. RAY 1960; GIMBARZEVSKY 1967) als fossile Uferwälle gedeutet werden können. Darüber hinaus war eine Vielzahl ehemaliger Fließrinnen erkennbar (s. Abb.18), die teilweise blind beginnen und enden, bzw. einzelne flache Senken miteinander verbinden und teilweise auch Anschluß an das Flußnetz der Wagenfelder Aue im Osten haben. Bei einer nachträglich niedergebrachten Bohrung konnten an einer tiefliegenden Stelle innerhalb einer dieser Rinnen im Hörster Bruch kalkige Algenmudden vom gleichen Typ wie in den großen Becken im Süden und Westen nachgewiesen werden. Aus diesen Beobachtungen kann gefolgert werden, daß der See sich im frühen Postglazial zumindest zeitweilig auch auf weite Teile des Gebietes Lembruch - Diepholz - Wagenfeld ausgedehnt hatte. Bei starkem Westwind wurden wahrscheinlich große Wassermassen auf diese Flächen gedrückt, von denen sie in den zahlreichen Fließrinnen zwischen den Sandkuppen dann wieder abflossen. Aus diesem Grunde findet sich auch kein klar definierbares Ostufer, sondern die Wasserfläche verlief sich allmählich in diesen weiten Gebieten. Aufgrund der Verbindung zur Wagenfelder Aue erscheint es möglich, daß der Abfluß des Sees damals noch nicht nach Norden, sondern nach Osten erfolgte. Den Hauptzufluß erhielt der See durch die Hunte, deren Delta (Hunte II.) sich wahrscheinlich schon seit dem jüngeren Spätglazial von Schwege aus in Richtung auf das Kemphauser Moor nach Norden vorgeschoben hatte.

Die Gesamtgröße des Sees betrug zu Beginn des Boreals etwa 90 $km^2$ (Hauptbecken und südöstliches Nebenbecken) und muß zeitweilig unter Einbeziehung weiter Teile des übrigen Dümmerbeckens bis auf mehr als 150 $km^2$ angewachsen sein. Der Sandrücken, auf dem der Ort Lembruch liegt, könnte u.U. auf Strandwallbildungen zwischen den einzelnen Flugsandkuppen zurückzuführen sein.

Da in zahlreichen Profilen die Mudden schon in dieser Zeit in Schilftorfe überleiten, kann angenommen werden, daß bereits im oberen Boreal mit der Entwicklung breiter Schilfzonen die ersten Verlandungsvorgänge eingesetzt haben. Ob sich hierin und in der Verfüllung der Fließrinnen NE von Lembruch bereits eine Verlagerung

des Abflusses nach Norden, d.h. ein Durchbruch durch die Flugsandflächen im Diepholzer Gebiet, und damit eine Senkung des Seespiegels andeutet, müßte noch durch weitere Untersuchungen geklärt werden. Es ist aber anzunehmen, daß dieser Abfluß in der Zeit der höchsten Seespiegel-Lagen angelegt worden ist, möglicherweise zunächst aber nur periodisch, bei Hochwasser in Funktion trat.

In der folgenden warm-feuchten Klimaperiode des Atlantikums (ca. 5500 - 2800 v. Chr.), dem postglazialen Klimaoptimum, lagen sowohl die Sommer- als auch die Wintermitteltemperaturen in Mitteleuropa höher als die heutigen Werte. Während die Kiefern auf den trockeneren Standorten z.T. durch Eichenmischwald verdrängt wurden, breiteten sich in den feuchten Niederungen Erlenbruchwälder aus.

Im See dauerte die Kalkmuddenbildung zunächst noch an, aber die südöstlichen Nebenbecken, zuletzt nur noch über die schmale und bis auf die Grundmoräne eingeschnittene Burlager Rinne mit dem Hauptbecken verbunden, waren schon weitgehend verlandet und auch in den Randzonen des Hauptbeckens drangen die Bruchwälder auf die ehemalige Seefläche vor. Auf den o.g. Uferwällen finden sich die ersten Siedlungsplätze (s. Kap. 5 ). In dieser Zeit trat ein wesentlicher Wechsel im Sedimentcharakter des Sees ein. Von nun an wurden keine Kalkmudden mehr gebildet, sondern braune, z.T. algenreiche Feindetritusmudden, in Ufernähe auch Grobdetritusmudden, beherrschten das Bild bis zum Beginn der starken Entrophierung des Sees durch den Menschen in allerjüngster Zeit.

Im Subboreal (etwa 2800 - 500 v. Chr.) kann das Klima zeitweilig wieder etwas trockener, aber ohne strenge Winter gewesen sein, die Änderungen waren aber gering und das Vegetationsbild unterscheidet sich nur in Nuancen von der vorangegangenen Epoche, vor allem die Buche trat jetzt hinzu. In dieser Zeit setzten die ersten stärkeren Änderungen der natürlichen Umgebung durch Eingriffe des Menschen ein.

Der Seespiegel sank auf den tiefsten Stand im Postglazial und lag etwa zwischen 36,5 und 37,0 m üb. NN, wie sich aus der Höhenlage der Mudden am Westufer (Bhrg. 320 ff) und der aus dieser Zeit stammenden Bruchwaldtorfe nördlich des heutigen Seeufers ergibt. Seine Größe dürfte auf etwa 15 $km^2$ zurückgegangen sein.

Auch an zahlreichen anderen Seen Nord- und Nordosteuropas konnte im Subboreal ein Tiefstand des Wasserspiegels beobachtet werden

(ALHONEN 1970; BJÖRK + DIGERFELDT 1965;KABAILIENE 1969), so daß hierfür klimatische Ursachen angenommen werden können.

Während dieser Zeit lagen mehrere neolithische Siedlungen innerhalb der Erlenbruchwälder nördlich und südlich des Sees (s. Kap. 5 ) . In der Art der Sedimentablagerung vollzog sich jetzt ein grundlegender Wandel, der sich mit einigen Aufarbeitungshorizonten in den atlantischen Kalkmudden schon angedeutet hatte. Im Atlantikum war das Seebecken offensichtlich bis zur Sedimentationsgrenze (s. LUNDQVIST 1927) aufgefüllt. Die Senkung des Seespiegels bewirkte nun eine Erosion der älteren Mudden an windexponierten Stellen und ließ eine Sedimentation nur noch an geschützten Stellen und nicht mehr auf der gesamten Seefläche zu. Damit stellten sich Sedimentationsverhältnisse ein, wie sie auch im heutigen See herrschen (s. Kap. 3.2.5.).

Im subborealen See wurden an geschützten Stellen braune Feindetritusmudden abgelagert, während im übrigen sandige Sedimente gebildet worden sein müssen. Wo die Hunte in dieser Zeit im Süden in den See mündete, ist nicht erkennbar. Den Abfluß im Norden bildete die Alte Hunte, die sich nördlich der neolithischen Siedlungsstelle bis auf etwa 36,0 m üb. NN in die älteren Mudden und den unterlagernden Sand eingeschnitten hatte.

Im Subatlantikum (ca. 600 v. Chr. bis heute) wurde das Klima wieder kühler und feuchter. Buchen traten auch in der Umgebung des Dümmers häufiger auf, wahrscheinlich vorwiegend auf den Grundmoränenböden, und die wärmeliebenden Pflanzen aus der Zeit des postglazialen Klimaoptimums gingen merklich zurück. RUNGE (1961) gibt einen Überblick der "natürlichen" Vegetation für die südliche Umgebung des Dümmers, die sich im wesentlichen vor der mittelalterlichen Siedlungsphase ausgebildet haben muß.

Die Zunahme der Niederschläge bewirkte im älteren Subatlantikum einen kräftigen Anstieg des Seewasserspiegels, der zeitweilig wieder zwischen 37,5 und 38,0 m üb. NN gelegen hat, wie die Höhenlage der Mudden anzeigt.

Auch in den drei o.g. Arbeiten und bei K.HANSEN(1965)wird ein Anstieg des Wasserspiegels der untersuchten Seen im Subatlantikum erwähnt.

Die ehemaligen Siedlungsflächen im Norden wurden überflutet und der See erreichte zumindest zeitweilig erneut eine Größe von

25 - 30 $km^2$. Bei Hochwasser müssen auch weite Gebiete östlich von Lembruch wieder mit überflutet worden sein. Im See bildeten sich diatomeenreiche Feindetritusmudden, die sowohl im Bereich des Westufers als auch des Ostufers abgelagert wurden, an den höheren Stellen des Ostufers (Ortslage Lembruch) jedoch mit Seesand wechsellagern oder gänzlich durch Sand vertreten werden. Das Flußbett der Alten Hunte wurde während dieser Zeit hoher Wasserspiegellage anscheinend weitgehend mit Mudde zugefüllt und der Abfluß erfolgte über die weiter östlich anschließenden flachen Senken der Wätering und Lohne.

Ein Vergleich mit den heutigen Sedimentationsverhältnissen im Dümmer (s. Kap. 3.2.4/5) macht wahrscheinlich, daß sich die jungen Mudden mit relativ hohen Mächtigkeiten (0,6 m) in dem Gebiet zwischen Burlager Bucht und Lembruch nur im Schutz eines vorgelagerten Strandwalls und Schilfgürtels, also in einer limnischen Lagune abgelagert haben können. Es ist daher anzunehmen, daß sich der junge Strandwall am Ostufer, der ebenfalls teilweise auf Luftbildern erkennbar ist, bereits im älteren Subatlantikum gebildet hat. Er liegt in der Burlager Bucht bei knapp 38,0 m üb. NN und greift im Norden, wo er etwas niedriger und undeutlicher als breiterer Sandstreifen auftritt, bis südwestlich von Fennecker um den See herum. Dieser Wall gibt dem Seeufer zwischen Hüde-Sandbrink im Süden und Eickhöpen im Norden die typische Form einer Strömungsausgleichsbucht, wie sie auch an anderen windexponierten Seen mit flachen sandigen Ufern auftreten und u.a. von MACKAY (1962) aus Nordamerika beschrieben worden sind.

Im Jüngeren Subatlantikum ( ab etwa Frühmittelalter ) trat eine erneute Senkung des Seespiegels ein, die nun schon durch direkte menschl. Eingriffe in den Wasserhaushalt ausgelöst oder zumindest gefördert worden sein kann. Die Burg Diepholz ist nach HALENBECK (1878) um 1150 erbaut worden. Da sie als Wasserburg "mitten im Sumpf" (op.cit) angelegt wurde, kann seit dieser Zeit mit einem Offenhalten der Dümmer-Abflüsse oder der künstl. Anlage von Abflüssen gerechnet werden. Der oben geschilderte Strandwall bildete jetzt das Ostufer. Zahlreiche Hinweise lassen darauf schließen, daß sich die Nordbucht durch Erosion der älteren Torfe und Mudden erst im jüngeren Subatlantikum und möglicherweise sogar erst im Verlauf der letzten 350 Jahre gebildet hat. Bei der Sedimentverteilung fällt auf, daß die dunkelbraunen Feindetritusmudden ( ob.

Atlantikum - älteres Subatlantikum) etwa in der Mitte des Westufers zum See hin auslaufen und am östlichen Nordufer wieder einsetzen, während der ältere Teil dieser Abfolge im Gebiet der Alten Hunte durch Torf vertreten wird. Die einige hundert Meter östl. vom Gasthaus Schomaker am Seeboden gefundenen neolithischen Siedlungsreste (MICHAELSEN 1938) zeigen, daß dieses Gebiet während des Neolithikums landfest war. Die Nordbucht ist auf den vermutlich ältesten Karten vom Dümmer noch nicht verzeichnet (s.Abb.47 ),und die Torfsignatur reicht,ebenso wie auf den etwas jüngeren Karten von SCHRÖDER (1764) und BENOIT (1770),direkt bis an das Seeufer, wobei ersterer noch in der Legende erwähnt, daß dort Flächen "weggespült" worden seien. Auf der Karte von KEMNIS (1780) ist die Uferlinie in diesem Gebiet als Kliff zu deuten und MICHAELSEN (1938) weist schließlich darauf hin, daß der Erosion am Nordwestufer früher sogar durch künstl. Schilfanpflanzung entgegengewirkt wurde. Die Erosion könnte durch die Abtorfung der Umgebung und ein Aufreißen der nun bei Hochwasser überfluteten, auf tieferem Niveau liegenden sekundären Vegetationsdecke ausgelöst worden sein, evtl. auch durch Aufschwimmen mit dem Eis bei Winterhochwasser.

In diesem Gebiet ist der See in jüngster historischer Zeit also größer geworden. Im übrigen hat er sich aber während der letzten 200 - 300 Jahre nur verhältnismäßig wenig verändert. Der Sommerwasserspiegel wurde durch die künstliche Anlage zahlreicher Abflüsse auf eine Höhe zwischen 37,5 und 37,0 m üb. NN gesenkt. Sie führten durch die Strandwallzonen bei Lembruch in flache Senken im Hinterland östlich und nordöstlich des Sees und zeitweilig hatte jeder der meist auf Wurten um 38 m üb. NN liegenden seenahen Höfe seine eigene "Lohne" (s.Abb.48 ) Für die Ausgrabung (Vertiefung?) der "Großen Lohne" gibt HALENBECK (1878) 1587 bzw. 1601 an. Sie bildet seitdem den Hauptabfluß.

Im See lagerten sich weiterhin braune Feindetritusmudden ab, die im Vergleich mit den älteren und jüngeren Sedimenten sehr zahlreiche Fischreste aufweisen. Ihre Farbe kann einerseits darauf zurückgeführt werden, daß der Sauerstoffgehalt ausreichte, um oxidierende Bedingungen am Seeboden zu erhalten. Andererseits hatte der See eine Reihe von kleinen Zuflüssen im Süden und Westen (s.Abb. 48 ),die ihm humusreiche Wässer aus den umliegenden Mooren zuführten. Sie werden besonders im Sommer, wenn

25 - 30 $km^2$. Bei Hochwasser müssen auch weite Gebiete östlich von Lembruch wieder mit überflutet worden sein. Im See bildeten sich diatomeenreiche Feindetritusmudden, die sowohl im Bereich des Westufers als auch des Ostufers abgelagert wurden, an den höheren Stellen des Ostufers (Ortslage Lembruch) jedoch mit Seesand wechsellagern oder gänzlich durch Sand vertreten werden. Das Flußbett der Alten Hunte wurde während dieser Zeit hoher Wasserspiegellage anscheinend weitgehend mit Mudde zugefüllt und der Abfluß erfolgte über die weiter östlich anschließenden flachen Senken der Wätering und Lohne.

Ein Vergleich mit den heutigen Sedimentationsverhältnissen im Dümmer (s. Kap. 3.2.4/5) macht wahrscheinlich, daß sich die jungen Mudden mit relativ hohen Mächtigkeiten (0,6 m) in dem Gebiet zwischen Burlager Bucht und Lembruch nur im Schutz eines vorgelagerten Strandwalls und Schilfgürtels, also in einer limnischen Lagune abgelagert haben können. Es ist daher anzunehmen, daß sich der junge Strandwall am Ostufer, der ebenfalls teilweise auf Luftbildern erkennbar ist, bereits im älteren Subatlantikum gebildet hat. Er liegt in der Burlager Bucht bei knapp 38,0 m üb. NN und greift im Norden, wo er etwas niedriger und undeutlicher als breiterer Sandstreifen auftritt, bis südwestlich von Fennecker um den See herum. Dieser Wall gibt dem Seeufer zwischen Hüde-Sandbrink im Süden und Eickhöpen im Norden die typische Form einer Strömungsausgleichsbucht, wie sie auch an anderen windexponierten Seen mit flachen sandigen Ufern auftreten und u.a. von MACKAY (1962) aus Nordamerika beschrieben worden sind.

Im Jüngeren Subatlantikum ( ab etwa Frühmittelalter ) trat eine erneute Senkung des Seespiegels ein, die nun schon durch direkte menschl. Eingriffe in den Wasserhaushalt ausgelöst oder zumindest gefördert worden sein kann. Die Burg Diepholz ist nach HALENBECK (1878) um 1150 erbaut worden. Da sie als Wasserburg "mitten im Sumpf" (op.cit) angelegt wurde, kann seit dieser Zeit mit einem Offenhalten der Dümmer-Abflüsse oder der künstl. Anlage von Abflüssen gerechnet werden. Der oben geschilderte Strandwall bildete jetzt das Ostufer. Zahlreiche Hinweise lassen darauf schließen daß sich die Nordbucht durch Erosion der älteren Torfe und Mudden erst im jüngeren Subatlantikum und möglicherweise sogar erst im Verlauf der letzten 350 Jahre gebildet hat. Bei der Sedimentverteilung fällt auf, daß die dunkelbraunen Feindetritusmudden ( ob.

Atlantikum - älteres Subatlantikum) etwa in der Mitte des Westufers zum See hin auslaufen und am östlichen Nordufer wieder einsetzen, während der ältere Teil dieser Abfolge im Gebiet der Alten Hunte durch Torf vertreten wird. Die einige hundert Meter östl. vom Gasthaus Schomaker am Seeboden gefundenen neolithischen Siedlungsreste (MICHAELSEN 1938) zeigen, daß dieses Gebiet während des Neolithikums landfest war. Die Nordbucht ist auf den vermutlich ältesten Karten vom Dümmer noch nicht verzeichnet (s.Abb.47 ),und die Torfsignatur reicht,ebenso wie auf den etwas jüngeren Karten von SCHRÖDER (1764) und BENOIT (1770),direkt bis an das Seeufer, wobei ersterer noch in der Legende erwähnt, daß dort Flächen "weggespült" worden seien. Auf der Karte von KEMNIS (1780) ist die Uferlinie in diesem Gebiet als Kliff zu deuten und MICHAELSEN (1938) weist schließlich darauf hin, daß der Erosion am Nordwestufer früher sogar durch künstl. Schilfanpflanzung entgegengewirkt wurde. Die Erosion könnte durch die Abtorfung der Umgebung und ein Aufreißen der nun bei Hochwasser überfluteten, auf tieferem Niveau liegenden sekundären Vegetationsdecke ausgelöst worden sein, evtl. auch durch Aufschwimmen mit dem Eis bei Winterhochwasser.

In diesem Gebiet ist der See in jüngster historischer Zeit also größer geworden. Im übrigen hat er sich aber während der letzten 200 - 300 Jahre nur verhältnismäßig wenig verändert. Der Sommerwasserspiegel wurde durch die künstliche Anlage zahlreicher Abflüsse auf eine Höhe zwischen 37,5 und 37,0 m üb. NN gesenkt. Sie führten durch die Strandwallzonen bei Lembruch in flache Senken im Hinterland östlich und nordöstlich des Sees und zeitweilig hatte jeder der meist auf Wurten um 38 m üb. NN liegenden seenahen Höfe seine eigene "Lohne" (s.Abb.48 ) Für die Ausgrabung (Vertiefung?) der "Großen Lohne" gibt HALENBECK (1878) 1587 bzw. 1601 an. Sie bildet seitdem den Hauptabfluß.

Im See lagerten sich weiterhin braune Feindetritusmudden ab, die im Vergleich mit den älteren und jüngeren Sedimenten sehr zahlreiche Fischreste aufweisen. Ihre Farbe kann einerseits darauf zurückgeführt werden, daß der Sauerstoffgehalt ausreichte, um oxidierende Bedingungen am Seeboden zu erhalten. Andererseits hatte der See eine Reihe von kleinen Zuflüssen im Süden und Westen (s.Abb. 48 ),die ihm humusreiche Wässer aus den umliegenden Mooren zuführten. Sie werden besonders im Sommer, wenn

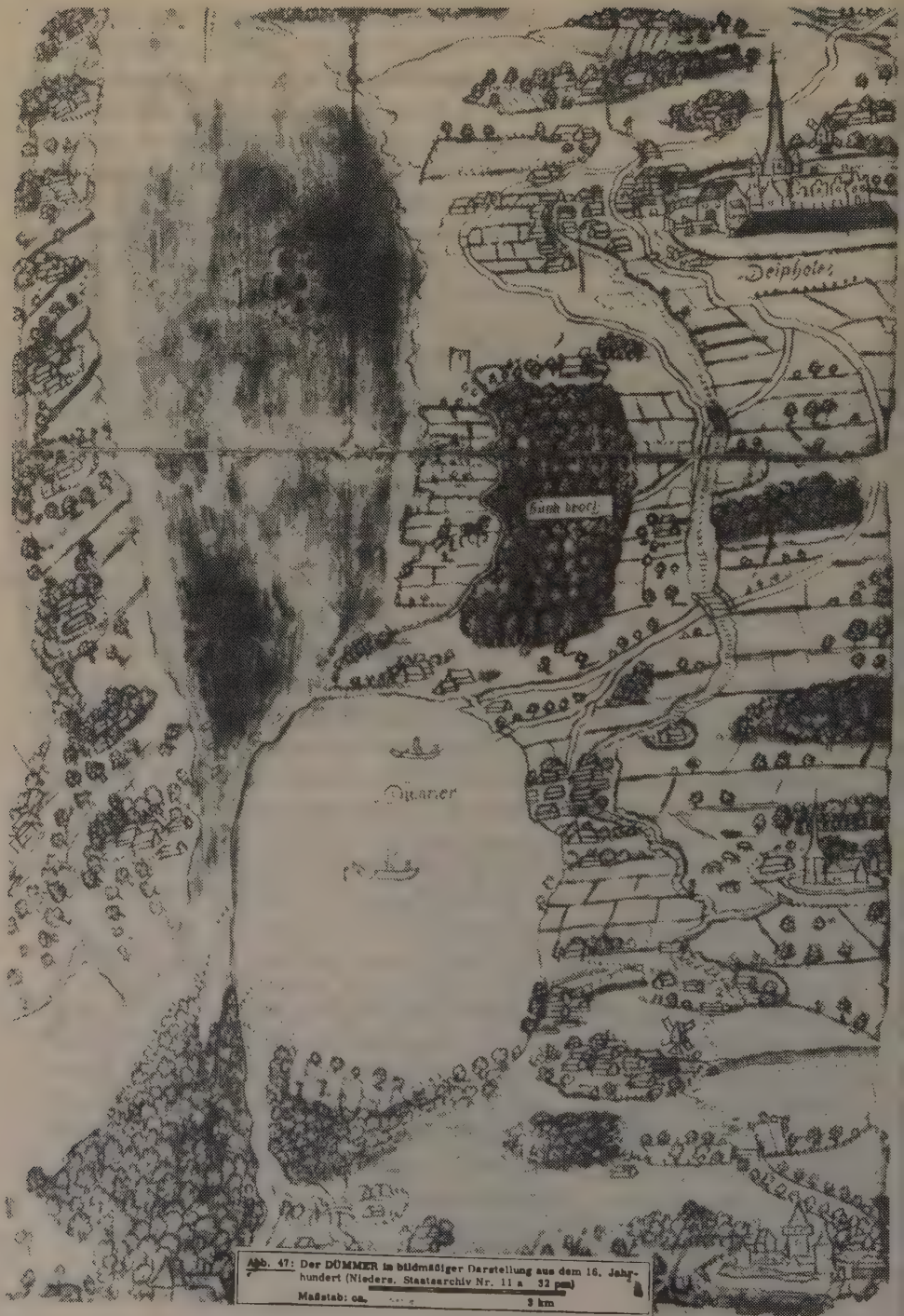



Abb. 47: Der DÜMMER in bildmäßiger Darstellung aus dem 16. Jahrhundert (Nieders. Staatsarchiv Nr. 11 a 32 pm)

Maßstab: ca. 3 km

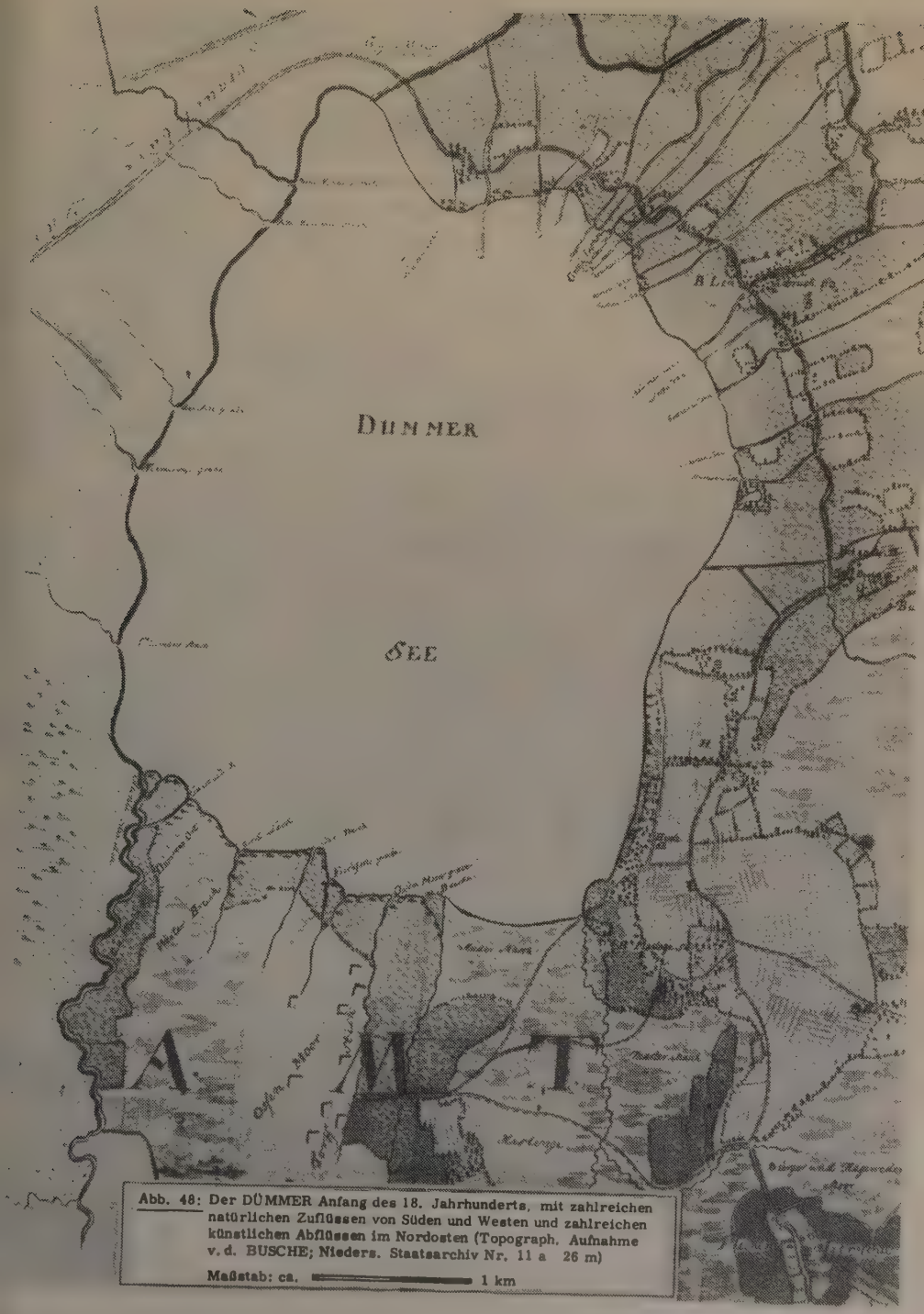



Abb. 48: Der DÜMMER Anfang des 18. Jahrhunderts, mit zahlreichen natürlichen Zuflüssen von Süden und Westen und zahlreichen künstlichen Abflüssen im Nordosten (Topograph. Aufnahme v. d. BUSCHE; Niedersächs. Staatsarchiv Nr. 11 a 26 m)

Maßstab: ca. 1 km

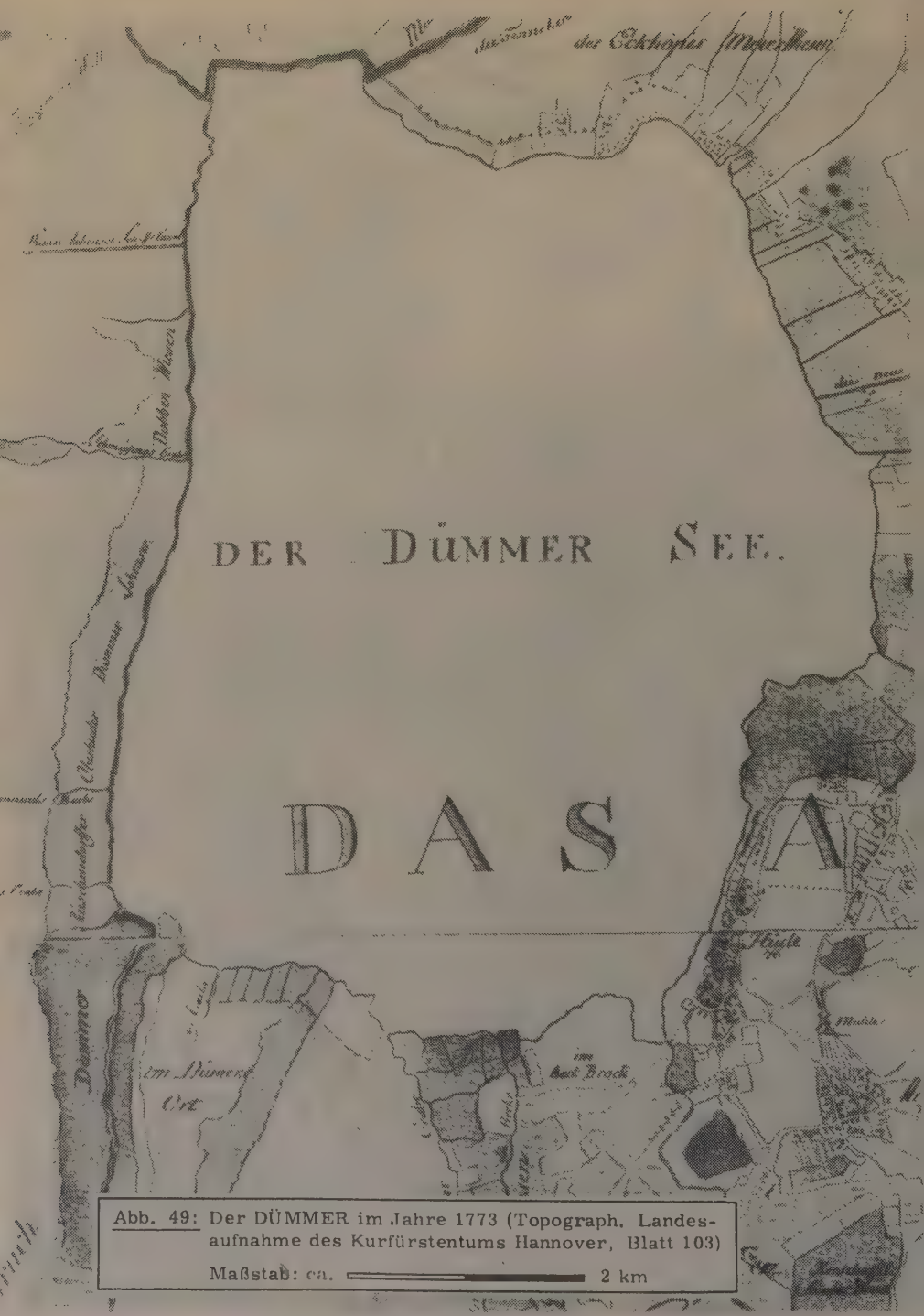



Abb. 49: Der DÜMMER im Jahre 1773 (Topograph. Landesaufnahme des Kurfürstentums Hannover, Blatt 103)

Maßstab: ca. 2 km

die Hunte wenig Wasser führte, den Chemismus des Seewassers und damit auch Farbe und Zusammensetzung des Sediments beeinflußt haben.

In seinem äußeren Erscheinungsbild hatte der flache und von Mooren umgebene Dümmer mit seinen braunen Sedimenten große Ähnlichkeit mit zahlreichen Seen in Skandinavien (s.u.a. LANDQUIST 1927, NAUMANN 1932) und Verf. hält es daher für wahrscheinlich, daß die erste Silbe seines Namens auf den Ausdruck "Dy" zurückzuführen ist. Früheren Bearbeitern, die sich mit dem Ursprung des Namens beschäftigt haben, war nicht bekannt, daß zur Zeit der Entstehung dieses Namens ein dyartiges Sediment den Dümmer charakterisierte. Sie hatten entweder die Sedimente nicht untersucht oder die jüngste Entwicklungsgeschichte des Sees und seiner Umgebung noch nicht klar genug rekonstruieren können.

Auch die Vegetationskartierung erbrachte wichtige Hinweise auf den Zustand des Sees gegen Ende des 19. Jahrhunderts. Bis etwa zu dieser Zeit muß auch am Süd- und Westufer Phragmites die Verlandungsvegetation beherrscht haben. Lediglich im Bereich der Bachmündungen (vergl. Vegetationskarten und Abb. 29 ) waren auch damals schon Assoziationen verbreitet, die auf höheren Nährstoffgehalt des Sediments hinweisen.

Im Zuge der allmählichen Absenkung des Wasserspiegels ist die Schilfgrenze in den letzten Jahrhunderten nur in der Burlager Bucht, auf der Herrensieben und in der Nordbucht mehr als 100m vorgerückt, während der Betrag an den übrigen Uferstrecken allgemein geringer war ( vergl. Abb.50 ). Ein weiterer wichtiger Punkt in der Entwicklung des Sees ist die Verbreitung der Binsen. In den Arbeiten vom Ende des 19. Jahrhunderts (anonymus: Notizen etc., STRUCKMANN 1897; HALENBECK 1878; BORCHERDING 1889) findet sich nur ein Hinweis auf einzelne Binsenhalme, die gegen den See vordringen. Wenn die Binseninseln bereits in ähnlichen Mengen im See aufgetreten wären wie heute, wäre unbedingt anzunehmen, daß diese Autoren sie erwähnt hätten. Sie haben sich also wahrscheinlich erst mit Beginn des 20. Jahrhunderts so stark ausgebreitet. In diese Zeit fallen auch die ersten größeren Meliorationsmaßnahmen der allerjüngsten Seegeschichte, die ein Absinken des Sommerwasserspiegels auf

etwa 37,0 oder etwas darunter bewirkten. Es ist daher wahrscheinlich, daß (neben anderen ökologischen Faktoren) die Wassertiefe einen entscheidenden Einfluß auf die Binsenverbreitung im Dümmer hat, d.h., daß jetzt eine Grenztiefe erreicht bzw. unterschritten wurde, die diesen Pionierpflanzen eine Ausbreitung über die gesamte westliche Seehälfte gestattete.

Die auffallendste Veränderung in diesem Jahrhundert ist der Umschlag von braunen, dyähnlichen, zu schwarzen sapropelartigen Mudden ( s.a. Kap. 4.3. ) .

Aus Vergleichen der ältesten Meßtischblätter (1895) mit Luftbildern von 1955-1969 und den Ergebnissen der Vegetationskartierung ist abzuleiten, daß auch bei der Verlandungsvegetation die großen Änderungen bereits lange vor der Eindeichung begonnen haben.

Die hauptsächlichen Meliorationsmaßnahmen wurden um 1900,1924 und in den 40er und 50er Jahren bis zum Abschluß der Eindeichung durchgeführt. Dadurch sollte ein schnelleres Abfließen der Hochwässer und allgemein eine bessere Entwässerung der Talebenen erreicht werden. Die obere Hunte wurde wiederholt ausgebaut und begradigt. Infolgedessen gelangte jedoch neben den bei den Baumaßnahmen aufgewirbelten Schwebstoffen auch sämtliches Material bis in den See, das sich vorher in den zahlreichen Mäandern bzw. bei Hochwasser auf den überschwemmten Wiesen abgelagert hatte. Außerdem muß die höhere Fließgeschwindigkeit auch unterhalb des Stauwehres von Hunteburg eine verstärkte Tiefenerosion ausgelöst haben, so daß dem See mehr minerogene Schwebstoffe zugeführt wurden als vor dem Ausbau.

Diese Meliorationsmaßnahmen im Einzugsgebiet lösten - im Vergleich mit den vorangegangenen Jahrhunderten - eine enorme Zunahme der Verlandungsgeschwindigkeit im Bereich der Huntemündung und vor allem im westlichen Teil des Südufers sowie in geringerem Maße auch am südlichen Westufer aus. Die Hunte bildete infolge der schnellen Sedimentanlieferung ein Delta mit charakteristischen Formen aus ( s. Abb. 29 ).

Insgesamt bewirkten die wasserbautechnischen Eingriffe des Menschen in den ersten 50 Jahren dieses Jahrhunderts - also noch vor der Eindeichung - ein Vorrücken der Schilfgrenze am

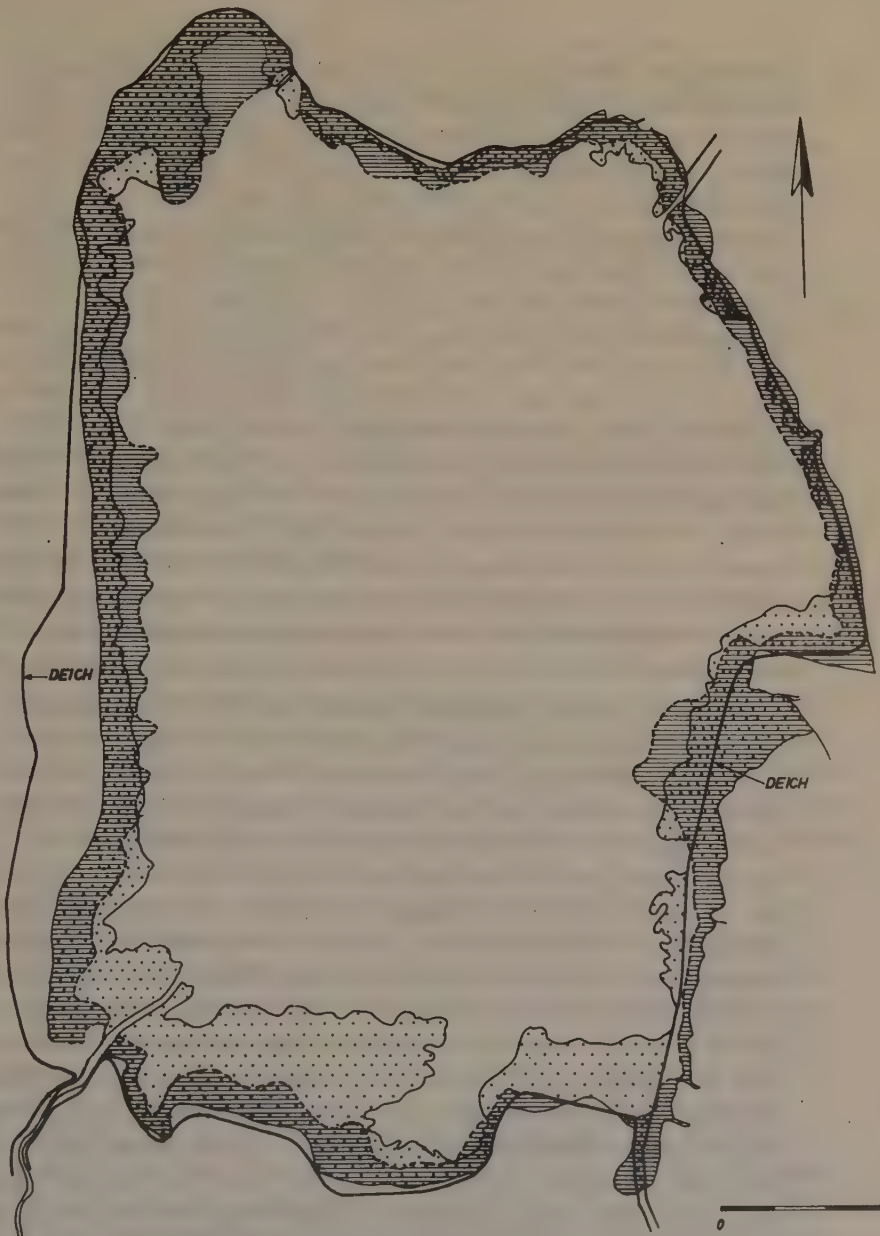



Abb.50: DÜMMER SEE
Schilfgürtel 1895 und 1969

Schilfgürtel-u. Grenze 1895 nach Meßtischblättern

Schilfgürtel-u. Grenze 1969 nach Luftbildern 1:22000

Südufer des Sees um 300 - 400 m ( s. Abb.50 ). Dabei geht die Grenzverschiebung im Westteil auf die verstärkte Sedimentation im Einflußbereich der Hunte zurück, während sie auf der Hüder Marsch bzw. Hüder Sandbank und auch an dem Uferstreifen nördl. von Hüde eher auf die Senkung des mittl. Seewasserspiegels zurückgeführt werden kann. Die Entstehung der Südbucht ist also eine reine Folgeerscheinung der Verlandungsvorgänge, wie auf Abb.50, klar zum Ausdruck kommt, im Gegensatz zur Nordbucht, die durch Erosion älterer Torfe und Mudden entstanden ist. Westlich der Huntemündung schob sich die Schilfgrenze ebenfalls ca. 400 m gegen den See vor und nördl. der Ohmundsbachmündung (Wackersort) etwa 150 m. Auf fast allen übrigen Uferstrecken ist sie dagegen zurückgegangen. Das überrascht besonders am windgeschützten Westufer, wo die Rückverlegung bis zu 180 m erreicht. Die Luftbilder von 1955 zeigen, daß die Grenze schon damals so weit zurückgewichen war und es erscheint daher sicher, daß sowohl der Schilfrückgang in diesem Gebiet, als auch die starke Ausbreitung am Südufer bereits vor der Eindeichung erfolgt sind.

Die Gründe für den Rückgang am Westufer sind ohne genaue Kenntnis des ökologischen Verhaltens von Phragmites nur schwer abzuschätzen, aber die Veränderungen in den Sedimentationsverhältnissen und im Sedimentchemismus lassen einige Zusammenhänge mit der Vegetationsentwicklung erkennen. Die Ausbreitung von Phragmites am Westufer (und Südufer) hat in Zeiten stattgefunden, als sowohl die Menge, als auch der Nährstoffgehalt der Seeablagerungen in diesem Seegebiet noch bedeutend niedriger waren als in diesem Jahrhundert. Aus der Vegetationsübersichtskartierung und den übrigen Unterlagen ergibt sich, daß sich mit steigender Nährstoffzufuhr etwa ab 1900 allmählich eine sekundäre Zonierung innerhalb der Verlandungsvegetation ausgebildet hat. Auf der Seeseite herrscht seitdem eine eutraphente Assoziation (Glycerietum oder Typhetum) vor, während landwärts teilweise noch die primäre Zonierung existiert, d.h., das alte Scirpo-Phragmitetum ist noch vorhanden und geht zum Ufer hin wieder in Glyceria-Flächen , dann in gramineendurchsetzte Carex-Wiesen und schließlich in Bruchwald über.

Die Ausbildung der sekundären Zonierung kann nach den vorliegenden Untersuchungen darauf zurückgeführt werden, daß sich die junge schwarze Mudde besonders schnell innerhalb des schützenden Phragmites-Gürtels ansammelte, der ja außerdem durch die gleichzeitige Ausbreitung der Binseninseln für die meiste Zeit des Jahres auch bei Ostwind vor Wellengang abgeschirmt war. Da die Phragmites-Rhizome im unterlagernden Seesand oder älteren Mudden verlaufen sind, konnten die jungen Sprosse die bis über 0,5 m mächtige sapropelitische Mudde vielleicht nicht mehr durchdringen und das Phragmitetum erstickte im Schlamm.

Durch die gleichzeitige Senkung des mittl. Wasserspiegels (Ausbau der Abflüsse) konnten nun entraphente Pflanzenassoziationen die zeitweilig trockenfallenden Schlammflächen besiedeln, wie es GRAEBNER + HUECK (1931) bereits in den Jahren 1925 - 30 beobachtet haben.

Insgesamt kam es dadurch in den nördlichen zwei Dritteln des Westufers zu einer Rückverlegung der äußeren Grenze des Schilfgürtels und gleichzeitig auf den ehemals vom Phragmitetum eingenommenen Flächen zur Ausbildung einer dichten Wurzeldecke von eutraphenten Assozioationen in Höhe des Sommerwasserspiegels. Letztlich ist daher ein Vorrücken der für das Nekton nicht mehr nutzbaren Schilfzonen,also der eigentlichen Verlandungsgrenze gegen den See festzustellen. Aus dem Verlauf der Schilfgrenze auf den Meßtischblättern von 1895 ist erkennbar, daß mit der landseitigen Schilfgrenze die Grenze des Phragmitetums gemeint ist, während das damals vermutlich schmale Glycerietum und das Caricetum schon als Land eingestuft sind. Daraus ergibt sich ein Vorrücken der festen Wurzeldecke im nördlichen Teil des Westufers um etwa 100 m, stellenweise bis 150 m und am Westufer der Nordbucht bis zu 400 m. Besonders im Gebiet der Ohmundsbachmündung und am Westufer der Nordbucht ist klar zu erkennen, daß es sich bei dem Rückgang der äußeren Schilfgrenze nicht um eine Reduzierung des Schilfgürtels auf einen landseitigen, schon früher von einer eutraphenten Flora (s.o.g.primäre Zonierung) dicht besiedelten Bereich, sondern um eine Verdrängung des Phragmitetums durch eutraphente Assoziationen handelt . Diese Veränderungen stellten sich allmählich in der ersten Hälfte

dieses Jahrhunderts ein (s.GRAEBNER + HUECK 1931; REICHLING 1932) und waren bei der Eindeichung bereits weit fortgeschritten, wie aus den ältesten Luftbildern (1955) und der Vegetationsskizze von KRAUSE, 1948,(s. Abb. 30) abgeleitet werden kann.

Die Entwicklung seit Abschluß der Eindeichung (1953) zeigt eine Reihe weiterer Veränderungen im See. Sie beruhen z.T. nur auf einem Fortdauern der oben geschilderten Entwicklungen, sind in anderen Fällen aber auf die Eindeichung und das längere Aufstauen der Hochwässer zurückzuführen. Der See ist bei Hochwasser jetzt auf ein Areal von 16 $km^2$ eingeengt, während vorher nach KLEE (1953) zeitweilig bis zu 100 $km^2$ überschwemmt waren.

Zu den direkten Auswirkungen der Eindeichung ist eine Erhöhung der Oberflächenwellen bei steigender Wassertiefe zu rechnen (s. Kap. 3.2.5.). Die stärkeren Wellen können nun über eine evtl. vorher ausgebildete Brandungsplattform hinweg bis zum Ufer durchlaufen und dort Erosionsvorgänge auslösen (THIJSSE 1952). Im Lembrucher Gebiet ist am Ostufer des Dümmers stellenweise eine Erosion des Deichvorlandes zu erkennen, die auf diese Weise erklärt werden kann. Ob auch die Erosion am Nordufer auf die Erhöhung des Wasserspiegels zurückgeht ist fraglich, sie wird aber ohne Zweifel dadurch verstärkt. Schließlich scheinen neuerdings auch im südl. Mittelteil des Westufers Erosionsvorgänge aufzutreten - wie sich aus dem bei der Muschelaufsammlung (1970) festgestellten Auftreten von Muddegeröllen in diesem Gebiet ergibt. Hier wird die Erosion neben dem Wasserspiegelanstieg auch auf den Rückgang der Biseninseln zu beziehen sein.

In zweierlei Hinsicht wirkt sich die Eindeichung direkt auf die Verlandungsvorgänge des Sees aus. Früher wurden Altschilf und Binsenreste bei Hochwasser zum Teil über den Schilfgürtel hinaus auf die überschwemmten Äcker und Wiesen getrieben und dort nach dem Trockenfallen verbrannt. Dieses Material bleibt jetzt innerhalb der eingedeichten Fläche und lagert sich im Schilfgürtel ab. Dadurch bildete sich, wie besonders am Ostufer zu beobachten ist, vor dem Deichfuß ein Streifen nährstoffmäßig anspruchsvoller Pflanzen (Glycerietum),

dessen dichte Wurzeldecke seewärts in das Scirpo-Phragmitetum hineinwächst. Durch diese beschleunigte Verlandung, vor allem im südlichen Ostuferbereich werden u.a. die Laichmöglichkeiten für Fische eingeschränkt .

Neben den groben Phanerogamenresten muß früher auch ein beträchtlicher Teil der im Seewasser vorhandenen Plankton- und Feindetritusmengen bei Überschwemmungen in den stilleren Zonen hinter dem Schilfgürtel - also außerhalb des Sees - abgelagert worden sein (s.S. 184).

Der Deich bzw. die über längere Perioden höhere Lage des Seewasserspiegels lösten somit an einigen Uferstrecken Erosion und an anderen beschleunigte Verlandung aus. Insgesamt muß aber die Verlandungsgeschwindigkeit nach der Eindeichung zugenommen haben, weil mit der stetig gestiegenen Nährstoffzufuhr die ebenfalls wachsende Menge organischer Substanz nun fast gänzlich innerhalb der eingedeichten Fläche abgelagert wird. Der Abtransport von Schwebstoffen durch die Abflüsse dürfte kaum ins Gewicht fallen.

Für quantitative Angaben über die Veränderung der Schilfgrenzen seit dem Deichbau reichte die Güte der älteren Luftbilder (RAF - Bildflug 1955 u. 56) leider nicht aus, da die Bilder z.T. unscharf und stark verzerrt waren. Auch die Schilfgrenzen auf der sonst sehr genauen Wassertiefenkarte der Forschungsstelle Norderney von 1958 sind nur bedingt verwendbar. Sie sind anhand derartiger Luftaufnahmen gezeichnet worden und die Schilfgrenze schließt stellenweise nur den landnahen, dichten Teil des Schilfgürtels ein, während die lockere äußere Phragmites-Zone nicht mit einbezogen wurde, obwohl sie bereits vorhanden gewesen ist. Diese Zone reflektiert wegen der senkrecht stehenden Halme schlecht und kann übersehen worden sein, weil sie auf den Luftbildern ebenso dunkel wie offenes Wasser erscheinen kann.

Aus einigen Stellen zeigte sich jedoch, daß seit 1955 (älteste Luftbilder) erhebliche Verlandungsvorgänge stattgefunden haben. Eine ehemals bis zu 50 m zurückspringende breite Bucht etwa 600 m NNW der Huntemündung (s.Abb. 29 ) war 1955 noch offen und wies geringen Binsen- und Seerosenbewuchs auf. 1960 war sie dagegen schon von Typha latifolia besiedelt. Möglicher-

weise ist hier die Verlandung sprungartig in dem extrem trockenen Sommer 1959 erfolgt, als weite Teile des Seebodens trockengefallen waren.

Auch innerhalb des Schilfgürtels sind nach dem Deichbau erhebliche Veränderungen eingetreten. Ein Vergleich der heutigen Vegetation an dem verlandeten nordwestlichen Mündungsarm der Hunte zeigt, daß die dort von GRAEBNER + HUECK (1931) kartierten Phalaris-Flächen (Rohrglanzgras) heute gänzlich von Glyceria maxima (Wasserschwaden) eingenommen werden. Wie die Luftbilder von 1955 bis 1969 erkennen lassen, hat letztere Art auch an zahlreichen anderen Stellen am Südufer und im Südteil des Westufers weithin die Phragmites-Bestände durchdrungen und z.T. bereits fast verdrängt. Hierbei spielt offensichtlich eine wichtige Rolle, ob die Schilfrohrflächen regelmäßig abgemäht werden oder ob das Altschilf umbricht und liegenbleibt. Die Schilfschnittflächen im mittleren Teil des Südufers (s.Abb.51) weisen auch heute noch einen weitgehend einartigen Phragmites-Bestand auf, während andere Gebiete in gleicher Position zum Wasserspiegel schon weitgehend vom Glycerietum erobert sind.

Die Entwicklung am Süd- und Westufer scheint darauf hinauszulaufen, daß nahezu die gesamte Verlandungszone von eutraphenten Arten (in der Hauptsache Glyceria maxima und in geringerem Maße den Typha-Arten) beherrscht wird, die längeres Überstaut-werden vertragen. Letzteres ist wahrscheinlich der Grund für die Verdrängung von Phalaris, einer Art, die etwas trocknere Standorte als Glyceria besiedelt. Die Verdrängung von Phragmites und im mittl. Süduferbereich auf größeren Flächen auch von Scirpus durch Glyceria ist dagegen in erster Linie auf die Nährstoffanreicherung durch die in situ-Verwitterung von Altschilf und evtl. durch Muddesedimentation während der Hochwasserperioden zurückzuführen.

Eine weitere auffallende Änderung seit Abschluß der Eindeichung prägt sich in der starken Verringerung der Anzahl der Binseninseln aus. Vergleiche von Luftbildern aus den Jahren 1961 und 1966 zeigten, daß sie in dieser Zeit von etwa 215 auf 145, also um rund 1/3 abgenommen hat (vergl. Abb. 52 u. 53 ). Dabei erscheint bemerkenswert, daß der Rückgang im Norduferr-

Abb. 51: Die Schilfzonen des Südufers (Blick nach N - NE)
rechts unten der Deich, davor Glycerietum dann Phragmitetum mit Rohrschnittflächen, dunklere Flächen u. Streifen im Mittelgrund Typha-,Scirpus-, Glyceria-Flächen mit offenen Wasserstellen.

bereich mit 50 % am stärksten und vor dem nördl. Westufer mit 24 % am geringsten war. Die Wassertiefenkarte zeigt, daß das erstgenannte Gebiet etwas tiefer ist als das letztere. Es ist denkbar, daß hier bei hohem Wasserstand im Frühjahr zeitweilig Mudde abgelagert wird, die den sonst meist freiliegenden Wurzelfilz der Binsen überdeckt und dadurch gerade in dieser Wachstumsphase die Stoffwechselvorgänge beeinträchtigt. Andererseits wird aber die in den beiden Jahrzehnten nach der Eindeichung stetig gestiegene Nährstoffzufuhr (Abwasserbelastung) durch ihre Folgeerscheinungen auf die Entwicklung der Binsen ebenso negativ eingewirkt haben, wie auf die Entwicklung der Characeen und sie kann in ihrer wachstumshemmenden Wirkung den o.g. Faktor weit übertroffen haben (s.Ka.4.3.1.).

Durch den Rückgang der Binseninseln wird das Westufer bei Ostwindwetterlagen nun auch dem Angriff der Wellen ausgesetzt und es kommt zur Erosion der zur Zeit der Binsenmaximalverbreitung dort abgelagerten Mudden. Hier scheint sich eine Entwicklung anzudeuten, die u.U. zu einer Regeneration des Phragmitetums in diesem Ufergebiet führen könnte.

Als weitere wesentliche Veränderung seit der Eindeichung ist das völlige Verschwinden der vorher auf weiten Flächen am Seeboden verbreiten Characeen (s. HENSIEK 1952; PFAFFENBERG + DIENEMANN 1964) zu verzeichnen. Sie wirkten während der Vegetationsphase als Sedimentfänger, möglicherweise auch dämpfend auf die Wellenbewegungen und trugen somit in starkem Maße dazu bei, das bei Wind durch Algen und aufgewirbelten Feindetritus getrübte Wasser wieder zu klären. Mit dem Ausbleiben der von anderen Algen und Kleintieren besiedelten Characeen-Rasen hängt wahrscheinlich auch der Rückgang etwa der Schleie (Tinca) und anderer Friedfische zusammen. Auf die Gründe wird in Kap. 4.3.2. noch eingegangen.

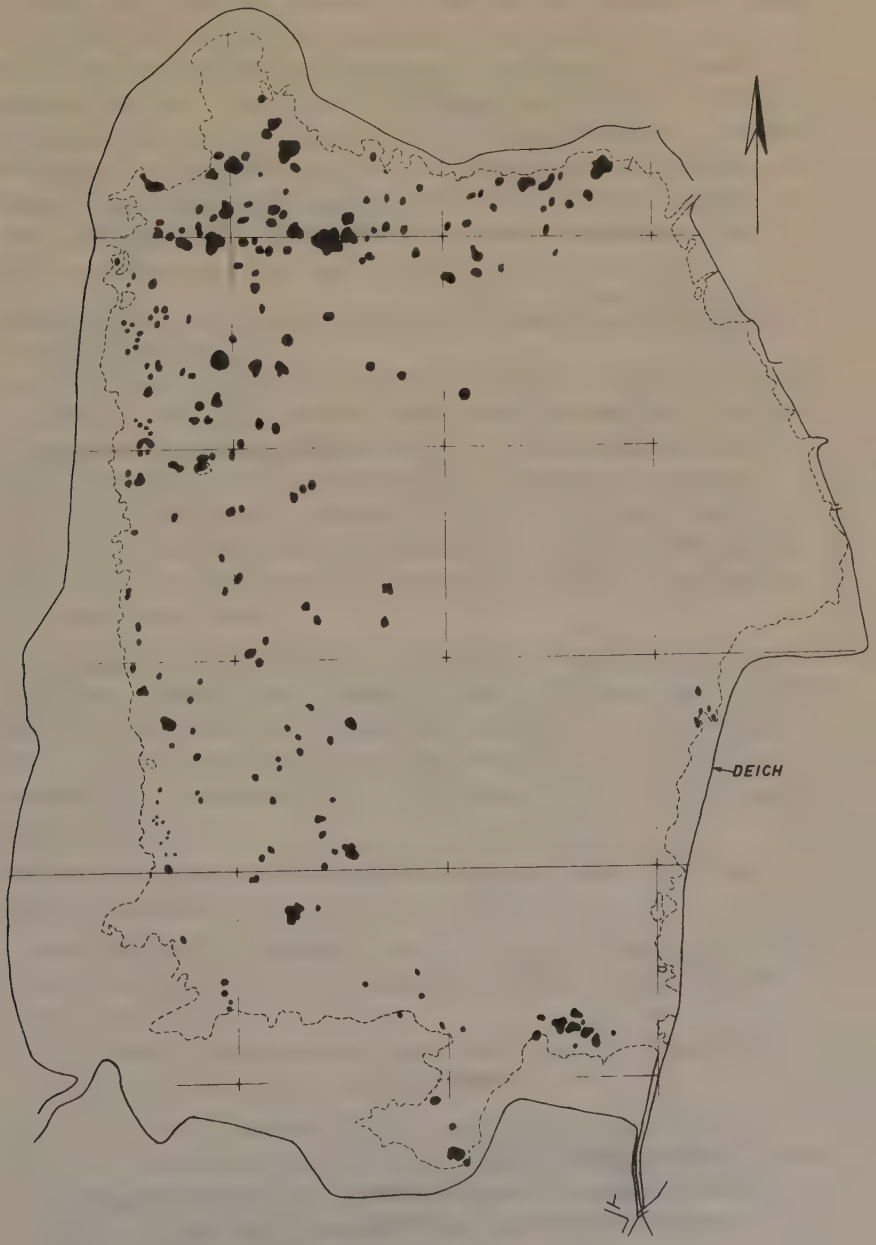



Abb.52: DÜMMER SEE

Schilfgrenzen und Binseninseln nach Luftbildern von 1961

Abb.53: DÜMMER SEE
Schilfgrenze und Binseninseln nach Luftbildmosaik von 1966

Schilfgrenze
Binseninseln

0 1 km

In Bezug auf die Planktonentfaltung und die dadurch verstärkte Sedimentation von autochthonem organischem Material sowie auf die schnelle Sedimentablagerung im Bereich der Hunte - mündung verläuft die Entwicklung des Dümmers seit seiner Eindeichung in gleicher Richtung weiter wie vorher. Auf anderen Gebieten, etwa der Entwicklung der Binsen, der Characeen, der Verlandungsvegetation, zeichnen sich aber Änderungen ab, die erst nach diesem bisher stärksten Eingriff des Menschen in den Wasserhaushalt des Sees begonnen haben.

4.3.1. Die Einflüsse der menschlichen Besiedlung auf den Nährstoffhaushalt des Sees.

Die wasserbautechnischen Maßnahmen seit dem frühen Mittelalter haben zwar die Höhenlage des Seespiegels beeinflußt, die Ablagerung der braunen Mudden hielt jedoch weiterhin an, so daß die Einflüsse der Besiedlung auf den Chemismus noch nicht sehr groß gewesen sein können. Lediglich aus dem - im Vergleich mit älteren Mudden - häufigeren Auftreten von Fischresten ist auf eine gewisse Erhöhung des Nährstoffangebotes im See zu schließen.

Der entscheidende Umschwung von braunen, oxidierten, zu schwarzen , reduzierten Mudden vollzog sich erst im 20. Jahrhundert. Der Anfall an organischer Substanz wurde jetzt so groß, daß der Sauerstoffgehalt des Wassers nicht mehr ausreichte, um die organischen Reste unter aeroben Bedingungen abzubauen.

Die Veränderungen im See gehen im wesentlichen auf folgende Ursachen zurück:

Drainage von Niedermoor- und z.T. auch Hochmoorgebieten,
Oberflächenabspülung von gedüngten landwirtschaftlichen Nutzflächen,
Einleitung von häuslichen und gewerblichen Abwässern in die Vorfluter des Einzugsgebietes.

Durch Drainagemaßnahmen auf den im Einzugsgebiet weit verbreiteten Niedermoorflächen wird auch im Dümmer eine beträchtliche Erhöhung des Sulfatgehaltes (s.a. Kap. 3.2.1.) eingetreten sein, wie es OHLE (1953 u. 1955) an Seen in Holstein

nachweisen konnte. Der Sulfatgehalt spielt bei den heute im Dümmer vorherrschenden anaeroben Abbauvorgängen eine wichtige Rolle (op.cit.).

Durch die Hochmoorentwässerung gelangen zwar auch saure Moorwässer in den See, die den Nährstoffaustausch zwischen Sediment und Wasser beeinflussen, aber ihr Anteil ist unter den gegenwärtigen Verhältnissen zu gering, um ins Gewicht zu fallen.

Die Oberflächenabspülung von landwirtschaftlichen Nutzflächen bewirkt u.a. eine Anreicherung von Stickstoff und Phosphor in den Zuflüssen, die bei starken Regenfällen besonders ausgeprägt ist (OHLE 1953 u. 1955; AMBÜHL 1966, MUDRACK 1970).

Der bei weitem wichtigste Faktor für die negative Entwicklung des Sees ist jedoch die Einleitung von häuslichen und industriellen Abwässern in seine Zuflüsse. Die Abwasserbelastung hat durch die steigenden hygienischen Ansprüche in den letzten Jahrzehnten ständig zugenommen.

Da der Phosphorgehalt des Abwassers auch bei biologischer Klärung kaum verringert wird, hat die Errichtung von Kanalisations- und Kläranlagen die Nährstoffzufuhr nicht herabgesetzt, sondern infolge der steigenden Abwassermengen noch verstärkt.
Wie zahlreiche Untersuchungen - besonders anschaulich die Laborversuche von THOMAS (1968) - gezeigt haben, hängt die Primärproduktion, insbesondere die Planktonentfaltung, in erster Linie vom Phosphorgehalt des Wassers ab. Diese Erscheinung geht darauf zurück, daß Phosphorverbindungen als Energieträger bei der Photosynthese eine Schlüsselrolle spielen.

Die Auswirkungen der Abwasserbelastung treten also zunächst in Form qualitativer und quantitativer Veränderungen beim Phytoplankton in Erscheinung: K. Behre (mündl.Mitteilung) berichtete, daß Cyanophyceen der Gattung Anabaena heute sehr viel häufiger im See vorkommen, als vor 1940. Die Sedimentuntersuchungen ergaben ferner, daß die Grünalge Scenedesmus quadricanda in der rezenten schwarzen Mudde unvergleichbar viel häufiger auftritt, als in allen älteren Dümmersedimenten (s.a. S. 71 ).

Daneben erbrachte die Sedimentkartierung, daß die Bildung autochthoner Sedimentkomponenten im Dümmer seit dem Eintritt der anthropogen bedingten Eutrophierung erheblich zugenommen hat. Würde die vorwiegend am Westufer angereicherte schwarze Mudde auf der gesamten Seefläche abgelagert, ergäbe sich eine Sedimentationsrate von rund 0,8 mm/a. Gegenüber dem Wert von etwa 0,2 mm/a für die älteren Kalkmudden (Präboreal-Atlantikum)ist die Sedimentationsrate also in jüngster Zeit auf das Vierfache angestiegen. Da aber bei Hochwasser,vor der Eindeichung,auch außerhalb des Sees Mudde abgelagert wurde und die Sedimentation im Schilfgürtel (auch noch nach der Eindeichung) mengenmäßig nur schwer abzuschätzen ist, jedoch ebenfalls erhebliche Bedeutung haben kann, wird der Anstieg insgesamt noch etwas größer sein.

Auch die chem. Sedimentanalyse spiegelt den starken Nährstoffanstieg wieder. Mit einem Anteil von 0,7 % $P_2O_5$ ist der Phosphorgehalt gegenüber den borealen Kalkmudden (0,1% ) auf das Siebenfache gestiegen.

| Proben Nr. | Tiefe unt. Sed.Obfl. | Ca $CO_3$ | Organ. Subst. | $P_2O_5$ | ges.S | ges.N |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 141 aS/1 | 0-10 cm | 14.7 | 32.8 | 0,71 | 2,70 | 2,31 |
| 2 | 17-20 " | 14.6 | 33.5 | n.b. | n.b. | n.b. |
| 3 | 20-30 " | 7.4 | 39.5 | 0,38 | 4.84 | 2.31 |
| 4 | 30-40 " | 3.6 | 41.8 | 0,25 | 2.79 | 2.26 |
| 5 | 47-50 " | 21.8 | 17.4 | 0,12 | 1.35 | 1.27 |
| 6 | 60-64 " | 6.2 | 6.4 | 0,10 | 0,56 | 0.37 |

Tab. 3 : chem. Untersuchung des Bohrkerns der Bhrg. 141 (Westufer der Nordbucht; Werte in Gewichtsprozent der Trockensubstanz)
Probe 5 enthält Kalkmudde-Gerölle
Probe 6 ist eine Sandmudde

Neben der dauernden Nährstoffzufuhr durch Abwässer spielt daher auch der Vorgang der "internen Düngung" (OHLE 1968) eine wichtige Rolle. Bei starkem Wind werden die Sedimentpartikel wieder aufgewirbelt und geben Nährstoffe an das Seewasser ab. Außerdem kommt es vor allem im Westteil des Sees

unter reduzierenden Bedingungen im Sediment zu Reaktionen, bei denen Phosphationen freigesetzt werden, die dann wieder ins Seewasser diffundieren. Diese Umsetzungsvorgänge müssen im Dümmer wegen der hohen sommerlichen Wassertemperaturen besonders schnell ablaufen, so daß sich ein intensiver Nährstoffkreislauf ausbildet und eine permanente Wasserblüte herrscht.

Im Gegensatz zu der stimulierenden Wirkung auf das Phytoplankton hat eine starke Erhöhung des Phosphatgehaltes auf die bodenbewohnenden Characeen einen wachstumshemmenden Einfluß (FORSBERG 1964).

Der Dümmer wies noch bis zur Eindeichung weite Characeen-Rasen auf (HENSIEK 1952). Infolge des wirtschaftlichen Aufschwungs mit Beginn der fünfziger Jahre und dem nachfolgenden Ausbau der Kanalisations- und Kläranlagen stieg die Phosphatzufuhr seit dieser Zeit immer stärker an. Die Eutrophierung bewirkte eine enorme Zunahme der Planktondichte und damit eine Trübung des Seewassers ( Secchi-Sichttiefe 1947/48 : noch bis 60 cm, 1970 : 20-30 cm). Hierdurch wurde die Eindringtiefe der Sonnenstrahlung sehr stark herabgesetzt. Nach Messungen von BIRGE + JUDAY (1929-32) gelangen bei stark getrübtem Wasser nur noch wenige Prozent (z.T. unter 5 %) der Gesamtstrahlung (UV, Licht, Wärme) bis in 1 m Tiefe. Nach WALTER (1968) bilden 2 % des eingestrahlten Tageslichts das Minimum, bei dem noch submerse Hydrophyten gedeihen. Nach FORSBERG (1964) war die Wachstumsminderung bei Characeen durch Erhöhung des Phosphatgehaltes bei geringer Lichteinstrahlung am auffallendsten. Im Dümmer werden daher die durch die allgemeine Eutrophierung hervorgerufene Wassertrübung und die Anhebung des Wasserspiegels zusammen eine Unterschreitung der Strahlungsgrenzwerte am Seeboden und damit das Verschwinden der Chraceen bewirkt haben - nicht jedoch die oft als Grund zitierte Eindeichung allein.

Für den Rückgang der Binseninseln könnte ebenfalls die verminderte Lichteinstrahlung verantwortlich sein, andererseits aber auch eine Beeinträchtigung der Stoffwechselvorgänge durch die stärkere Sedimentablagerung auf dem sonst meistens freiliegenden Wurzelfilz infolge des höheren Wasserspiegels.

Ihr Rückgang hat neben Einflüssen auf die Sedimentation (s.S.200 ) auch direkte Auswirkungen auf die Wasserqualität, denn sie tragen zur Klärung des Wassers durch Aufnahme gelöster Abfallstoffe bei und scheiden an ihren Wurzelballen Sauerstoff aus ( ). Am Bodensee hat man daher z.B. erwogen, sie vor den Mündungen abwasserbelasteter Bäche künstlich anzusiedeln, um die Wasserqualität zu heben.

Die gestiegene Primärproduktion dürfte auch auf das Zooplankton und die weiterführenden Nahrungsketten erheblichen Einfluß ausüben. Diese Fragen sind bisher am Dümmer jedoch noch nicht näher untersucht worden.

4.3.2. Vorschläge für Sanierungsmaßnahmen

Einleitend zu den hier erläuterten Vorschlägen muß angemerkt werden, daß bei der konkreten Planung und Durchführung von Sanierungsmaßnahmen Fachlimnologen hinzugezogen werden sollten, um die Auswirkungen abzuschätzen und weitere Fehlentwicklungen zu vermeiden.

Zwei Maßnahmen sind für eine Verbesserung der Verhältnisse am Dümmer von entscheidender Bedeutung : die Verringerung der Phosphor-Zufuhr mit Abwässern und die Verringerung der Sedimentanlieferung durch die Hunte.

Maßnahmen zur Entlastung des Marler Grabens sind durch den Bau der Abwasserleitung von Lemförde nach Lembruch bereits teilweise ausgeführt. Sie werden die Abläufe mehrerer Kläranlagen vom Dümmer fernhalten und damit auch die Möglichkeit einer Zufuhr pathogener Keime mit den Abwässern einer im Einzugsbereich liegenden großen Geflügelfarm ausschalten. Um die letztgenannte Gefahr weiter zu verringern, könnte man bei den Kläranlagen in der weiteren Umgebung des Sees (soweit sie von Wasservögeln aufgesucht werden) Netze über die Klärbecken spannen. Die Einschleppung von Krankheitskeimen durch Wasservögel, z.B. durchziehende Seeschwalben (Sterna), kann im übrigen nicht verhindert werden. Man kann nun versuchen, durch eine Verringerung des Nährstoffreichtums die Überlebenschance der Keime im Seewasser herabzusetzen.

Im Einzugsbereich der Hunte sollte bei allen Kläranlagen eine Phosphateliminierung durchgeführt werden, wie es MUDRACK (1970) fordert, und wie sie z.B. im Einzugsgebiet des Zürichsees unter den gleichen Umweltschutzgesichtspunkten schon seit einigen Jahren durchgeführt wird (THOMAS 1969).

Daneben sollten die Abwässer aus dem Dammer Gebiet nicht mehr in den Bornbach, sondern zum Dümmerrandkanal abgeleitet werden. Die Nährstoffabspülung von künstlich gedüngten landwirtschaftlichen Nutzflächen wird dagegen nicht zu unterbinden sein. Sie kann wegen der geringen Wassermasse des Sees allein schon ausreichen, um eine hohe Phosphationenkonzentration und damit Wasserblüten hervorzurufen.

Die für das Seegeschehen so wichtige interne Düngung ließe sich u.U. durch ein Auspumpen der schwarzen Mudde vermindern. Aus der Muddenkarte (Abb.20) ergibt sich, daß insgesamt etwa 1 mio $m^3$ schwarze Mudde im See vorhanden sind, wovon etwa die Hälfte auf einen schmalen Bereich am Westufer entfällt. Dieses Gebiet wäre abzupumpen. Das Sediment (s.S.70 u. 128 ff) könnte zur Aufhöhung der äußerst nassen und z.T. von Schilf und Seggen durchsetzten Wiesen südlich und westlich des Sees und evtl. auch der als Erholungsgebiet vorgesehenen Flächen im Gebiet des Ompteda-Kanals verwendet werden.

Erfahrungen auf dem Gebiet der landwirtschaftlichen Verwertung getrockneter Mudde zur Ertragsverbesserung liegen u.a. aus der UdSSR (NEUSTADT 1969) und Schweden (BJÖRK 1970) vor.

Bei Diskussionen über Verbesserungsmaßnahmen am Dümmer wurde vorgeschlagen, die sog. Baggerlöcher (inzwischen durch besonders schnelle Muddesedimentation wieder eingeebnete ehem. Sandentnahmegruben im See) auszupumpen und mit Sand zuzufüllen. Für die Sicherheit der Badegäste ist diese Maßnahme zu begrüssen. Im Hinblick auf den Nährstoffhaushalt sollten die Löcher am Westufer und in der Nordbucht zwar ausgepumpt, dann aber offengelassen werden, weil sie die Treibmudde als wirksame Sedimentfallen festhalten und somit die Muddesedimentation auf den übrigen Flächen des Seebodens vermindern. Man könnte darüberhinaus in diesen Gebieten, die unter Naturschutz stehen

und von Wassersportlern nicht befahren werden dürfen, noch größere Sedimentfangbecken anlegen, die je nach der Schnelligkeit ihrer Verfüllung (vielleicht alle 10 Jahre) wieder ausgepumpt werden müßten.

Neben der Verringerung der Phosphatzufuhr von außen und den Maßnahmen gegen die interne Düngung müßte versucht werden, die Qualität des Seewassers durch verstärkte Zufuhr von Moorwasser zu heben. Hier könnte eine Umleitung der Landriede (östl.Lemförde) zum Marler Graben erwogen werden. Die historischen Karten (Abb.48 u. 49) zeigen, daß sie auch früher nach dorthin abfloß. Weiterhin sollten die Hochmoorflächen westl. des Dümmers insbesondere das Borringhauser Moor nicht zum Ohmundsbach und Dümmerrandkanal entwässern, sondern soweit möglich an den Bornbach angeschlossen werden. Ebenso sollte das Einzugsgebiet der Elze und des Bornbaches möglichst das gesamte Schweger Große Moor umfassen und daher auf Kosten der Flöthe und der Vördener Aue ausgedehnt werden.

Durch diese Maßnahmen würde dem See mehr nährstoffarmes, saures Wasser zugeführt, das (bei Sauerstoffsättigung) durch seinen Eisengehalt insbesondere Phosphate an der Sedimentoberfläche bindet und damit den Nährstoffkreislauf der internen Düngung behindert oder unterbricht.
Vom Huntewasserverband (Diepholz) wurde erwogen, am Ostufer einen Sandstreifen vor dem Deich aufzuspülen, um das bei Hochwasser dort antreibende Altschilf anzusammeln und zu verbrennen. Hierbei wäre jedoch zu beachten, daß dieses Material nicht binnendeichs an Ort und Stelle aufgebrannt wird, weil die in der Asche enthaltenen (Nähr-)Stoffe beim nächsten Hochwasser wieder vom Seewasser gelöst werden würden.
Eine andere Möglichkeit bestände darin, die gesamten Schilfflächen - soweit durchführbar - im Winter zu schneiden und das Schnittgut direkt zu entfernen. Nur durch letztere Maßnahmen sind wahrscheinlich die weiten Schilfrohrflächen (Phragmitetum) überhaupt am leben zu erhalten. Wenn sie nicht mehr regelmäßig geschnitten werden, ist nach der bisherigen Entwicklung ( s.Kap. 3.2.2. u.S. 195ff) zu erwarten, daß die Glyceria-Geschellschaft ( Wasserschwaden) im Laufe einiger Jahrzehnte die Verlandungs-

vegetation weitgehend allein beherrscht.

Da die Verlandungsvorgänge im Bereich der Huntemündung weitaus am stärksten sind, sollte durch wasserbautechnische Eingriffe eine Verringerung ihrer Sedimentfracht angestrebt werden. Zu diesem Zweck könnte dem See ein Absetzbecken vorgeschaltet werden - wie man es bei Talsperren und auch bei Hochwasserrückhaltebecken im Flachland anwendet (s.GIESE 1968). Das Becken könnte entweder am Schäferhof (Straße Dielingen-Damme) ca. 3 km oberhalb der Mündung oder im Gebiet des Deiches rund 500 m vor der Mündung angelegt werden. (Vielleicht wäre hier gleichzeitig eine Phosphatfüllung durchzuführen) An letztgenannter Stelle besteht bereits ein Krautfang, bis zu dem ein gepflasterer Fahrweg führt. Das schluffig-feinsandige Absetzgut könnte wiederum zur Aufhöhung der nassen Weiden hinter dem Deich verwendet werden.

Neben den hier erläuterten Vorschlägen bestehen noch zahlreiche weitere Möglichkeiten, wie etwa eine gezielte (zeitweilige) Hebung oder Senkung des Seespiegels im Hinblick auf das Wachstum der submersen Wasserpflanzen, unter ornithologischen oder fischwirtschaftlichen Gesichtspunkten oder auch zur Aufwirbelung und Oxidation der Sedimente. Diese Maßnahmen insgesamt können jedoch nur in einem speziellen Untersuchungsprogramm ausgearbeitet werden.
Grundsätzlich ist bei einer Sanierung verunreinigter Seen eine Verringerung des Nährstoffangebotes (vor allem Phosphor) für das Phytoplankton als wichtigste Maßnahme anzusehen, weil davon neben den weiterführenden tierischen Nahrungsketten auch das Wachstum der Gefäßpflanzen im Wasser und in der Verlandungszone abhängt.

## 5. Einige Beobachtungen zur steinzeitlichen Besiedlung des Dümmer-Gebietes.

Im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen wurden an einer Stelle am nördlichen Westufer und an drei Stellen am südlichen Westufer steinzeitliche Siedlungsreste nachgewiesen (s.Abb.18) Die Fundpunkte 1, 2, 3 liegen auf dem durch Eisschub aufgehöhten, frühpostglazialen Strandwall und Punkt 4 befindet sich am Ostrand des ehemaligen Huntedeltas, an dem der o.g. Strand-

wall entlangzieht. Aufgrund ihrer Höhenlage (38.3-39.0 m üb. NN) blieb die Wallkrone auch bei hohem Wasserstand weitgehend trocken und bot daher ausgezeichnete Voraussetzungen für eine Besiedlung, da man noch im Mesolithikum direkt am Ufer des fischreichen Gewässers auf Sandboden wohnen konnte.

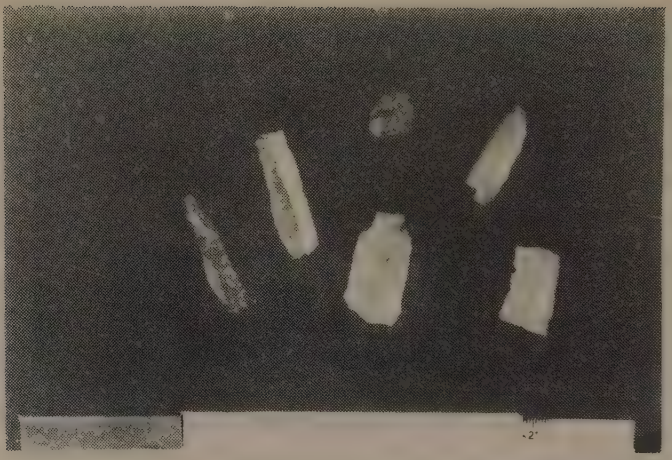
Bei dem weitaus größten Teil der Artefakte handelt es sich um Flint-Abschläge, die an den Stellen 2 - 4 in sehr großer Menge anzutreffen sind.

Daneben waren auch einige kleinere Gangquarz- und Quarzitgeschiebe (5-8 cm Ø ) vorhanden, die als Schlagsteine verwendet worden sind, wie die Schlagspuren erkennen lassen. An allen vier Stellen fanden sich Kernstücke (Nuclei),d.h. Flintstücke von denen Klingen abgespalten und die dann selbst, nach Retuschierung einer Arbeitskante,als Kernkratzer verwendet werden konnten. Die auf Ackerflächen liegenden südwestlichen Fundpunkte erbrachten darüberhinaus einige kleinere Feuerstein-Klingen und zahlreiche Abschläge, die ebenfalls als solche benutzt worden sein könnten.
Als weitere bestimmbare Kleingeräte fanden sich ein Rundschaber und eine tropfenförmige Pfeilspitze. Form und Retuschen der Pfeilspitze deuten nach freundl. Mitteilg. von Herrn Dr. Deichmüller* auf frühes Neolithikum.

Die Flurbegehungen erbrachten weiterhin am Fundpunkt 2 den Schneidenteil eines Steinbeiles mit ovalem Querschnitt (Amphibolit, vermutl. Nord.Geschiebe), am Punkt 3 ein Steinbeil aus grauem Lydit mit schwach trapezförmigem Grundriß, breiter Schneide, spitzovalem Querschnitt und stumpfem Nacken, fast allseitig geschliffen und am Punkt 4 den Schneidenteil eines Hohlbeiles aus schwarzem Lydit.
Tonscherben traten vor allem bei der frisch umgebrochenen Wiese am Fundpunkt 2,etwa 100 m südl. des alten Stalles,in sehr großer Anzahl auf. Darunter waren sowohl Reste rel. dickwandiger, unverzierter Gefäße aus mit ziemlich grobem Quarzsplitt

---

* Herrn Dr. Deichmüller (Nieders.Landesverwaltungsamt, Dez. Bodendenkmalpflege) sei an dieser Stelle herzlich für die Durchsicht und Bestimmung der Fundstücke sowie für Diskussionen der siedlungsgeschichtlichen Folgerungen gedankt.

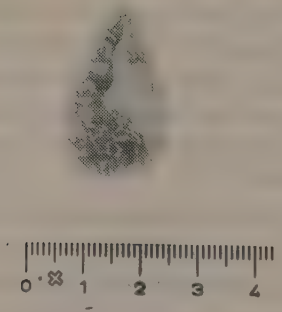


a.

Abb. 54: Rundschaber und Klingen (a) und Pfeilspitze (b) der steinzeitlichen Siedlungsplätze am fossilen Südwestufer des Dümmers (westl. der Borringhauser Wiesen

( r 3451525-780, h 5816000-630; ehem. Strandwall)

Aufn.: S.FUCHS, Nds.Landesverwaltungsamt, Bodendenkmalpflege




b.

Abb. 55: oben, von links querschneidiges Beil aus Lydit, Steinbeil aus Lydit, Steinbeil aus Amphibolit (Maßstab 1:1)
Unten Getreidemahlstein (Unterleger, Länge 40 cm)
Aufn. S. FUCHS (Nds. Landesverwaltungsamt, Bodendenkmalpflege)

gemagertem Material, als auch Reste dünnwandigerer, glatterer Gefäße mit feinerem Magerungsmittel und Furchenstichverzierungen, wie sie DEICHMÜLLER (1968) von der Grabung Ochsenmoor wenige km weiter östlich ebenfalls beschrieben hat. Die letzteren Scherben wiesen eine deutlich höhere Festigkeit auf. Auf der ehemaligen Landzunge (Pkt.4) fand sich schließlich neben einem ca. 15 cm langen Stein (Quarzit), der auf einer Seite eine Abnutzungsglättung aufweist und auf einer anderen Seite eine flache schalenförmige Vertiefung (unbekannter Bedeutung, "Arbeitsmulde"?) zeigt, als größtes Fundstück ein lang - ovaler, flach gewölbter, vollständig erhaltener Getreidemahlstein ("Unterleger", ebenfalls Quarzit). Auch der von NOWOTHNIG (1961) erwähnte Einbaum stammt möglicherweise von diesem Wohnplatz.

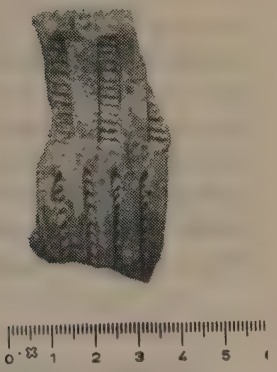
Nach älteren Untersuchungen (REINERTH 1939; PFAFFENBERG 1963, 1968) sind an zahlreichen Stellen rund um den alten, größeren Dümmer und z.T. auch an den hier genannten Punkten mittelsteinzeitliche Flintgeräte (Mikrolithen) gefunden worden.

Die Dauer der Besiedlung auf dem südwestlichen fossilen Strandwall reicht also, vom Mesolithikum bis in die Zeit der Tiefstichkeramik der Megalith-Leute (Neolithikum) d.h. über mehrere Jahrtausende.

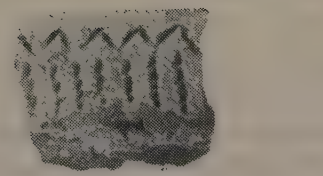
Als der Seespiegel im oberen Atlantikum und vor allem im Subboreal stark gefallen war und große Teile des ehemaligen Seebodens von Erlenbruchwald überwuchert wurden, zogen die Anwohner teilweise dem Seeufer nach und besiedelten auch Flächen innerhalb des Bruchwaldes. Nördlich des Sees, an der Alten Hunte, die zu jener Zeit den einzigen Abfluß bildete, und südlich des Sees, westlich vom Ochsenmoor, nahe am damaligen Südufer, befanden sich Siedlungen auf dem Bruchwaldtorf (MICHAELSEN 1938; REINERTH 1939; DEICHMÜLLER 1968).

Bei gezielter Suche im Bereich der frühpostglazialen Uferlinie sind wahrscheinlich noch eine Reihe weiterer mesolithischer bis neolithischer Siedlungsplätze aufzufinden. Eine hafenähnliche Bucht nördl. der Heide bei Teddendiek (nordwestl. Stemshorn) könnte günstige Lebensmöglichkeiten geboten haben; daneben auch noch weitere, z.T. als Erhöhungen auf dem Strandwall hervortretende Stellen am Südwest- und Südufer des Hauptbeckens, sowie am Südufer der südöstlichen Nebenbecken, hier z.B. die

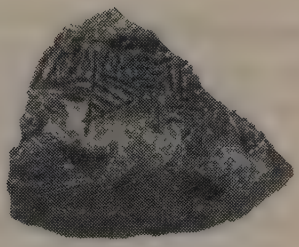
a



b



c



d

Abb. 56: Keramikreste von den vorgenannten steinzeitl. Siedlungsplätzen.

a : Teil eines Trichterbechers mit parallelen Furchen

b : Hals eines steilwandigen Schultergefäßes mit senkrechten Furchenstichreihen

c: Randscherbe eines steilwandigen Gefäßes mit Tiefstichverzierungen

d : Schulterteil eines Gefäßes mit hängenden, durch Furchenstichreihen gefüllten Dreiecken (Rössener Kultur)

Auf.: S. FUCHS, Nds.Landesverwaltungsamt, Bodendenkmalpflege

Nordostecke der Hageweder Grundmoräneninsel, der Nord- und Ostrand der Sette und evtl. auch das Südufer im Bereich Osterheide-Oppendorfer Mühlenbruch.
Schließlich muß noch erwähnt werden, daß der Dümmer ja bereits im Spätglazial vorhanden war und daher auch schon für die paläolithischen Menschen ein Anziehungspunkt gewesen sein wird.
Artefakte aus dieser Zeit - die man z.B. westl. von Haßlinge oder am Südrand des Gr. Fladders vermuten könnte - werden dann aber teilweise durch äolische Sedimente der Jüngeren Tundrenzeit und nach dem postglazialen Seespiegelanstieg auch durch limnische Sedimente überdeckt worden sein und sind aus diesem Grunde bisher nur an einer Stelle in Form eines bearbeiteten Rengeweihs nachgewiesen worden (DEICHMÜLLER 1965).

## 6. Zusammenfassung

Die wichtigsten Einzelergebnisse der vorliegenden Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Durch die mit etwa 700 Handbohrungen ausgeführte Kartierung der Beckenfüllung konnte gezeigt werden, daß die limnischen Ablagerungen mit einem Verbreitungsgebiet von rund 80 - 90 $km^2$ eine annähernd doppelt so große Fläche bedecken, als nach den Untersuchungen von PFAFFENBERG und DIENEMANN (1964) angenommen worden war.

2. Durch ein dichteres Bohrnetz, andere Bohrmethoden und die Verwendung von Luftbildern und Nivellierplänen konnte sowohl die Morphologie der Basis des Seebeckens, als auch seine Begrenzung in Form von Uferterassen und Strandwällen weitgehend erfaßt werden.

3. Die Kartierung der spätpleistozänen bis holozänen Beckenfüllung und die anschließenden Laboruntersuchungen ergaben, daß im Dümmerbecken ein für nordwestdeutsche Verhältnisse ungewöhnlich breites Spektrum limnischer Sedimente vorhan-

den ist : spätglaziale Beckenschluffe und -tone, plastische und elastische Kalkmudden, Schneckenmudden (Seekreiden), elastische Algenmudden/Lebermudden, kalkige und kalkfreie Schluff- und Sandmudden mit Übergängen zu Litoralsanden, spätglaziale und postglaziale Feindetritusmudden (z.T. dyartig, z.T. kieselgurähnlich) und schließlich schwarze, sapropelitische Mudden. Daneben treten Braunmoos-, Seggen-, Schilf-Bruchwald- und Sphagnumtorfe in großer Verbreitung auf.

4. die Pollenanalysen zeigten, daß die limnische Sedimentation nicht erst in der Jüngeren Tundrenzeit begonnen hat, wie PFAFFENBERG + DIENEMANN (1964) annahmen, sondern schon im frühen Spätglazial (Zone I, nach FIRBAS, 1949).

5. Mit Hilfe von Korngrößen- und Glühverlustbestimmungen wurde eine Charakterisierung der einzelnen Sedimenttypen versucht. Durch Vergleiche mit den Verhältnissen im rezenten See konnten Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen der älteren Ablagerungen gezogen werden. Insgesamt ergab sich aus den Sedimentuntersuchungen, daß im Dümmer eine ähnliche lithostratigraphische Abfolge vorhanden ist, wie in zahlreichen anderen europäischen Seen.

6. Innerhalb der den rezenten See betreffenden Untersuchungen konnten durch eine Übersichtskartierung der Verlandungsvegetation Zusammenhänge zwischen Wassertiefe, Windexposition, Nährstoffgehalt des Substrats und der Besiedlung durch bestimmte Pflanzenassoziationen aufgezeigt werden. Sie sind wegen der auf weiten Flächen gleichmäßig geringen Wassertiefe am Dümmer möglicherweise besonders gut ausgeprägt. Darüberhinaus konnten durch Vergleiche mit älteren Karten auch die Verlandungsvorgänge sowie Veränderungen innerhalb der Schilfzonen seit etwa 1895 verfolgt werden.

7. Durch die Untersuchung der rezenten Seeablagerungen konnte gezeigt werden, daß infolge der geringen mittleren Wassertiefe des Dümmers sowohl die Korngrößenverhältnisse im mineralischen Anteil,als auch der Gesamtchemismus der Sedimente von der Windexposition des Ablagerungsortes abhängig sind. Auch in der Verbreitung einiger Muschel-

gattungen prägen sich diese Abhängigkeiten aus (s.S. 126).

8. Die Rekonstruktion der See-Entwicklung vor und nach der Eindeichung ließ eine Reihe von Zusammenhängen zwischen den Meliorationsmaßnahmen im Einzugsbereich und der beschleunigten Verlandung, zwischen der Nährstoffanreicherung (Eutrophierung) vor allem durch Abwassereinleitung und dem Anstieg der antochthonen organischen Sedimentbildung und daneben auch zwischen Eutrophierung, Wasserspiegelanstieg und dem Rückgang emerser und submerser Wasserpflanzen erkennen.

9. Eine Verbesserung der Verhältnisse am Dümmer wäre u.a. durch Vorschalten eines Absetzbeckens, durch Eliminierung der Phosphate in sämtlichen Kläranlagen des Einzugsbereiches, sowie durch Maßnahmen zur Verringerung der internen Düngung, z.B. dem teilweisen Abpumpen der schwarzen Mudde zu erreichen.

10. Im Bereich der frühglazialen Uferlinie konnten einige bisher unbekannte steinzeitliche Siedlungsplätze nachgewiesen und weitere Stellen aufgezeigt werden, an denen möglicherweise ebenfalls Siedlungsreste vorhanden sind.

Zusammenfassung der Entstehung- und Entwicklungsgeschichte

Das saalezeitlich angelegte Dümmerbecken wurde in der Folgezeit, insbesondere unter den periglazialen Klimabedingungen der Weichseleiszeit etwa bis zum heutigen Niveau aufgefüllt. In den feinklastischen Sedimenten bildeten sich unter dem kalten Klima der Weichselzeit (Permafrost) Eislagen und -linsen, deren Auftauen im Zuge der spätglazialen Erwärmung dann flache, wassererfüllte Hohlformen, "Thermokarstseen", entstehen ließ. In diesen Becken lagerten sich zunächst kalkige Beckenschluffe und -tone und in den wärmeren Interstadialen schluffige ostracodenreiche Kalkmudden ab. In der letzten kälteren Klimaphase, der Jüngeren Tundrenzeit, ist eine zeitweilige Verseichtung des Sees festzustellen, während der es zur Ablagerung schluff- und sandreicher, kalkfreier Mudden kam. Im frühen Postglazial stieg der Seespie-

gel klimatisch bedingt stark an und die Seegröße erreichte mehr als 80 $km^2$, zeitweilig vielleicht sogar über 150 $km^2$. Vom Präboreal bis zum Atlantikum lagerten sich auf weiten Flächen elastische Kalkmudden und randlich, bzw. als letzte limnische Fazies vor der Verlandung, auch kalkfreie elastische Algenmudden ("Lebermudden") ab.
Auf dem in dieser Zeit gebildeten Strandwall und in der übrigen Randzone des Sees befanden sich zahlreiche steinzeitliche Wohnplätze.
Infolge der schnellen Auffüllung des flachen Seebeckens setzten schon im Boreal Verlandungsvorgänge ein, die sich im Atlantikum fortsetzten und mit einer auch an zahlreichen anderen europäischen Seen feststellbaren Senkung des Wasserspiegels im Subboreal ihren Höhepunkt erreichten. Auf weiten Flächen wurden die limnischen Sedimente von Bruchwald überwuchert und die Größe des Sees sank auf etwa 15 $km^2$. In der Nähe der damaligen Ufer fanden sich einige neolithische Siedlungen auf Bruchwaldtorfuntergrund.
Im Älteren Subatlantikum stieg der Wasserspiegel erneut an und der See dehnte sich noch einmal erheblich aus. Die o.g. Wohnplätze wurden z.T. von diatomeenreichen Mudden überdeckt. Im Jüngeren Subatlantikum, etwa seit dem Frühen Mittelalter, fand dann ein allmählicher Ausbau der Abflüsse statt, wodurch der Wasserspiegel wiederum gesenkt wurde. Auch in dieser Zeit lagerten sich im Dümmer braune, z.T. diatomeenreiche Feindetritusmudden ab. Der See hätte sich ohne die weitreichenden Eingriffe des Menschen wahrscheinlich in ähnlicher Weise wie zahlreiche Flachseen in Skandinavien zu einem Typ mit braunen humusreichen Mudden ("Dy") weiterentwickelt und wäre von Nordwesten, Westen und Süden allmählich von den ihn umgebenden Hochmooren überwachsen worden.
Etwa seit Ende des 19. Jahrhunderts wurde dann aber, zunächst durch Meliorationsmaßnahmen im Einzugsgebiet, die Sedimentzufuhr gesteigert und dann, durch die immer stärkere künstliche Düngung landwirtschaftlicher Nutzflächen, sowie schließlich die Einleitung großer Abwassermengen in die Vorfluter, das Nährstoffangebot im See extrem erhöht. Diese Vorgänge hatten bereits vor der Eindeichung zu einem Umschlagen von braunen, dyähnlichen, zu schwarzen sapropelitischen Mudden geführt.

Die immer stärkere Eutrophierung durch den Ausbau der Kanalisationsanlagen in den letzten 10 - 20 Jahren löste dann im Zusammenspiel mit dem höheren Wasserspiegelstand im See eine Reihe schwerwiegender ökologischer Veränderungen aus. Aus den Ergebnissen der Sedimentkartierung und den Untersuchungen über die Veränderungen in der Verlandungszone ist abzuleiten, daß der See auch unter den derzeitigen Umständen noch eine Lebenserwartung von zumindest einigen Jahrhunderten hätte. Er würde sich jedoch immer weiter von seinem ursprünglichen Erscheinungsbild entfernen. Es sollten daher über den Bau der Abwasserringleitung hinaus noch weitere Maßnahmen zur Stabilisierung bzw. allmählichen Verbesserung der Verhältnisse durchgeführt werden, um diesen seit mehr als 12.000 Jahren bestehenden See noch möglichst lange und mit einem dem natürlichen Charakter noch ähnlichen Gepräge zu erhalten.

ALHONEN, P.: The Palaeolimnology of four lakes in South Western Finland.- Ann. Acad. Sci. fenn. Ser. A, III, 105, Helsinki 1970.

AMBÜHL,H.: Der Einfluß chemischer Düngung auf stehende Oberflächengewässer.- Gas u.Wasserfach, 107, 17, S. 397-363. München (Oldenbourg) 1966.

ANDERSEN,S.T.: Interglacialer og interstadialer i Danmarks kvartaer.- Dansk geol. Forening, 15, 4, Kopenhagen 1965.

ANONYMUS : Notizen über die im Dümmersee, Prov.Hannover, aufgefundenen Geweihe, Thierschädel, sowie die mutmaßliche Entstehung und den jetzigen Zustand des Dümmersees, dessen Flora, Fauna und Bedeutung für seine Umgebung. - Diepholz (Schrödersche Buchdr.) (o.J.).

BARTOSH, T.: The intensity of Holocene carbonate accumulation in the lakes of the north-western part of the USSR.- Mitt. Internat. Verein.Limnol., 17, S. 356-361, Stuttgart 1969.

BEHRE, K.: Zur Algensoziologie des Süßwassers.- Arch. Hydrobiol., 62, 2, S. 125-164, Stuttgart 1966.

-,- & MERKT,J.: Untersuchungen über die Algenbesiedlung des Dümmers.- (Unveröff.Ber.) NLfB, Hannover.

BENOIT :Topographische Karte vom Dümmer und seiner Umgebung, Aufnahme 1770-1772.- Nieders. Staatsarch., Nr. 11a-11pg/12pg/13pg.

BENTZ,A.: Lehrbuch der Angewandten Geologie. I Allgemeine Methoden.- 1071 S., Stuttgart (Enke) 1961.

BERG, C.O.: Middle Atlantic States.- In: FREY,D.G.(ed.): Limnology in North America.- S. 191-237, Madison 1963.

BIRGE, E.A. & JUDAY,Ch.: Transmission of solar radiation by the waters of inland lakes.- Transact. Wisc. Acad. Madison, 4 Veröffentl., Madison 1929-1932.

BJÖRK,S. & DIGERFELDT,G.: Notes on the limnology and history of development of lake Trummen.- Botan. Notiser, 118, 3.o.O., p.305-325, Lund 1965.
Pub.from the Institutes of Mineralogy, Palaeontology and Quarternary Geology.University of Lund, No.131.

-,- :Restoration of the lakes Hornborga and Trummen in Sweden. Paper presented at Group Conference 3, Lake Restoration Världen, Vattnet och Vi, Jönköping, Sweden.- Jönköping 1970 (Unveröff.).

BLACK, R.F. & BARKSDALE, W.L.: Oriented lakes of Northern Alaska.- J.Geol., 57, 105-118, Chicago 1949.

BORCHERDING,F.: Die Molluskenfauna der Nordwestdeutschen Seen.- Abhdl. Naturwiss. Ver.Bremen, X, S. 355-361, Bremen 1889.

BROCKHAUS : Allgemeine Enzyklopädie der Wiss. und Künste, Erste Sektion, A-G (S. 72 f), Leipzig 1834.

BROWN, R.J.E.: Factors influencing discontinuous permafrost in Canada.- In: PEWE,T.L.(Ed.) The periglacial environment.- S. 11-53, Montreal 1969.
(Proc.Int.Ass.Quart.Research,7.Congr. 1965, vol.11,1969).

-,- :Permafrost in Canada.- 234 S., Toronto (Univ. of Toronto Press) 1970.

BÜSCHING,A.F.: Erdbeschreibung, 6. Aufl. Th.3, Bd.1, Hamburg (Bohn ) 1779.

CARSON, C.E. & HUSSEY, K.M.: The oriented lakes of arctic Alaska.- J.Geol.,70,p. 417-439, Chicago/ Ill. 1962.

COWGILL,U.M. & HUTCHINSON, G.E.: La Aguada de Sta Ana Vieja, the history of a pond in Guatemala.- Arch. Hydrobiol., 62,3, S.335-372, Stuttgart 1966.

CZUDEK,T. & DEMEK,J.: Thermokarst in Siberia and its Influence on the Development of Lowland Relief.- Quartern Res., I, p. 103-120, 1970.

DECHEND,W. & MERKT,J.: Der Erdfall von Driehausen.- Veröff. Naturwiss.Verein Osnabrück, 33 (Festschrift) S.48-59, Osnabrück 1970.

DEICHMÜLLER, J.: Ein bearbeitetes Rengeweih am Dümmer. - Nachr. Nd Urgeschichte, Nr. 34, S. 75-76, 1965.

-,- :Das Steinzeitdorf Hüde I am Dümmer.- In: Der Landkreis Grafsch. Diepholz.-Oldenburg (Stalling) 1968.

DEWERS,F.: Das Diluvium.- In Gripp,K.; DEWERS,F.&OVERBECK,F.: Das Känozoikum in Niedersachsen. Geologie und Lagerstätten Niedersachsens. 3 Bd. Schriften der Wirtschaftswiss.Gesellsch z.Studium Niedersachsens.- Oldenburg (Stalling) 1941.

DIENEMANN,W.: Geologie des Landkreises Wittlage.- In: Die Landkreis in Niedersachsen, Bd. 18 (Der Landkreis Wittlage ), S.20-3 Bremen (Dorn) 1961.

-,- :Zur Entstehung des Steinhuder Meeres und des Dümmers. - N Arch.f.Nieders., 12, S. 230-249, 1963.

DIETZ,C.; GRAHLE,H.O. & MÜLLER,H.: Ein spätglaziales Kalkmuddevorkommen im Seck-Bruch bei Hannover.- Geol. Jb., 76, S.67-102, Hannover, 1958.

DURIETZ,G.E.; HANNERZ, A.G.; LOHAMMAR,G.; SANTESSON,R. & WAERN,M.: Zur Kenntnis der Vegetation des Sees Takern.- Acta phytoge gr. suecica, 12, Uppsala 1939.

EDDY,S. :Minnesota and the Dakotas.- In: FREY,D.G.(ed.): Limnology in North America, p. 301-315, Madison 1963.

ERDTMAN,G.: An Introduction to Pollen Analysis.- Waltham/Mass. (Chr nica Bot.Comp.) 1954; und Stockholm (Almqvist & Wiksell) 1954.

FIRBAS,F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.- I, 480 S., 163 Abb. Jena (Fischer ) 1949.

-,- :zit.nach BRINKMANN,R.(Hrsg.) Lehrbuch d. Allgemeinen Geologie (S.200), Stuttgart (Enke) 1964.

FOREL,F.A.: Handbuch der Seenkunde.- Stuttgart 1901, (zit.nach HALBFASS (1923 S.3).

FORSBERG,C.: Phosphorous, a Maximum Factor in the Growth of Characeae.- Nature, 201, p. 517-518, London, 1964.

FRENZEL, B. & TROLL,C.: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit.- Eiszeitalter u.Gegenw. 2, p. 154-167, Öhringen, 1952.

FREY,D.G.: Developmental history of Schleinsee.- Verh. Int. Verein. Limnol., 14, S. 271-278, Stuttgart 1961

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER,G.: Sediment-Petrologie.- T. 2 Sedimente u.Sedimentgesteine.- 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart 1970.

GEYH, M.A.; MERKT,J. & MÜLLER,H.: 14 C-Datierung limnischer Sedimente und die Eichung der 14C- Skala.- Naturwiss., 57, S. 564-567, 1970.

GIESE,R. :Die Hochwasserregelung der Hase. Festschrift zu Kongreß und Ausstellung Wasser Berlin 1968. - S. 175-181, 3 Abb., München (Harbeke) 1968.

GIMBARZEVSKY,P.: Land Forms and the Productive Capacity of Forest Land.Proceed.- 2 nd seminar on Air Photo Interpretation in the Development of Canada - Ottawa 1967. - Ottawa (Duhamel) 1968.

GRAEBNER,P. & HUECK,K.: Die Vegetationsverhältnisse des Dümmergebietes.- Abh. Westf. Prov. Mus. Natkde., 2, S. 59-83, Münster 1931.

GRAHLE, H.O.: Bericht über die limnogeologische Untersuchung des Steinhuder Meeres.- Unveröff.Ber. Niedersächs.Landesamt Bodenforsch.Hannover 1965.

-,- :Limnogeologische Probleme in Nordwestdeutschland. - Z. deutsch.geol.Ges.,Jg.1965, 117, 2.u.3. Teil, Hannover 1968.

-,- & MÜLLER,H.: Das Zwischenahner Meer.- Oldenburger Jb., 66 (1967), S. 83-121, Oldenburg 1967.

-,- & STAESCHE,U.: Die natürlichen Seen Niedersachsens.- Geol. Jb., 81, S. 809-838, Hannover 1964.

-,- ; LÜTTIG,G. & STAESCHE, U.: Stand und Ziele limnologischer Forschung in Niedersachsen. - Arch. Hydrobiol., 63, 2, S. 256-266, Stuttgart 1967.

GRIMM, J. & GRIMM,W.: Deutsches Wörterbuch. Vierten Bandes erste Abtheilung. Zweiter Teil. Leipzig (Hirzel) 1897.

GROSCHOPF,P.: Die postglaziale Entwicklung des Gr.Plöner Sees in Ostholstein auf Grund pollenanalytischer Sedimentuntersuchungen. - Arch. Hydrobiol., 30, S. 1-84, Stuttgart 1936.

GROSCHOPF,P.: Zur Genese und Systematik limnischer Kalksedimente.- Mitt.Internat.Verein.Limnol., 17, S. 219-225, Stuttgart 1969.

GROSS,H.: Nachweis der Allerödschwankung im Süd- und Ostbaltischen Gebiete.- Beih. Bot. Zbl., 57, Ser. B,S.1-2,1937.

HALBFASS,W.: Die Seen der Erde.- In: Peterm. geogr.Mitt. Erg.H.185, 169 S., Gotha (Perthes) 1922.

-,- :Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde.- 354 S., 110 Abb., Berlin (Borntraeger) 1923.

-,- :Anfang und Ende des Dümmers.- Geogr.Anz.1933 und Heimatbl.Grfsch.Diepholz, 5, Diepholz 1933.

HALENBECK,L.: Der Dümmer und seine Umgebung.- In: HALENBECK,L.: Ausflüge in Bremens weitere Umgebung.- Bremen (Kuhlmann) 1878.

HAMMEN, T.v.d.: Late glacial flora und periglacial phenomena in the Netherlands.- Leidse Geol.Meded., 17, p. 71-183, Leiden 1951.

-,- & MAARELEVELD, G.C.; VOGEL,J.C. & ZAGWIJN,W.H.: Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands.- Geologie en Mijnbow, Jg. 46,3, Den Haag 1967.

HANSEN,S.:The Quarternary of Denmark.- In: The Quarternary, I, S. 1-90, New York (Wiley & Sons) 1965.

HANSEN,K.:The post glacial development of Grane Langsø.- Meddel. Dansk Geolog. For., 15,4, S.446-458, Kopenhagen 1965.

HENSIEK,W.: Das Vorkommen der Cladoceren im Dümmer im Sommer 1952.- Arch.f.Hydrobiol., 50, 2, S.160-187, Stuttgart 1955.

HODENBERG,W.V.: Diepholzer Urkundenbuch.- 1.Bd., 195 S., Hannover 1842.

HOPKINS,D.M.: Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake Area, Seward Peninsula, Alaska.- J.Geol., 57, S. 124-131, Chicago 1949.

HUTCHINSON,G.E.: A Treatise on Limnology.- I, 1015 S., New York (Wiley + Sons) 1957.

IVERSEN, J.: Problems of the post-glacial forest development in Denmark.- Dansk geol.Unders., IV, 4, Nr. 3, Kopenhagen 1960.

JÄRNEFELT,H.: Die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte der finnischen Seen.- In: Geologie der Meere und Binnengewässer.- 2, S. 199-223, Berlin (Borntraeger) 1938.

JARITZ,W.:Einige Bemerkungen über die Entstehung der Salzstrukture Nordwestdeutschlands.- Erdöl und Kohle, 21, S. 519-520, 1968.

JAYET, A.:Les sédiments de la Grande-Buge près de Baulmes (Vaud, Suisse). Essai d'une correlation entre malacologie et palynologie. C.R. Séan. Sod. Phys. et d'Hist. Naturelle de Genève, N.S. 4, 1, Genf 1969.

KABAILIENE,M.V.: Development of Lithuanian lakes in the late and postglacial periods (abstract).- Mitt.Internat.Verein. Limnol., 17, S. 362, Stuttgart 1969.

KAISER,K.K.: Klimazeugen des Periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel und Westeuropa.- Eiszeitalter u.Gegenw., 11, S.121-141, Öhringen 1960.

KEMNIS :Karte des Diepholzer gemeinen Bruches ca. 1:23.000., Nds Staatsarch., Nr. 11a, 20m, 1780.

KIVEKÄS,E.K.: Zur Kenntnis der mechan. chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der finnischen Moränen.- Acta Agra Fennica, 60, 2, 1946.

KLEE,D. :Die Huntemelioration.- Herausgeg. v. Huntewasserverband Diepholz. Hannover (Ermorora) 1953.

KÖSTER,E.:Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mine alkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen.- 336.S.,109 Ab 68 Tab., Stuttgart (Enke) 1964.

KOLB. O. : zit.n.SEIBOLD,E.: Das Meer. In: BRINKMANN,R. (Herausg.): Lehrbuch d.Allgemeinen Geologie.- S. 280-473, Stuttgart (Enke) 1964.

KORDE,N.W. : Charakteristische Merkmale der Stratifikation der Bodenablagerungen in Seen mit verschiedenartigem Zufluß.-Verh. Internat.Verein Limnol., 14, S. 524-532, 10 Abb., Stuttgart 1961.

-,- : Algenreste in Seesedimenten.- Arch.Hydrobiol. Beih., Nr. 3 (Ergebnisse der Limnologie), 32 S., 5 Abb., Stuttgart 1966.

-,- : Komplexe algologische Analyse als Methode zur Gliederung der Seesedimente .- Mitt.Internat.Verein.Limnol., 17, S. 379-387, Stuttgart 1969.

KOVANDA,J. : Beitrag zum Stand der paläolimnologischen Forschungen aufgrund fossiler Mollusken auf dem Gebiet der Tschechoslowakei.- Mitt. Internat.Verein.Limnol., 17, S.262-268, Stuttgart 1969.

KRAUSE,W. : Die Röhrichtbestände des Dümmers im Okt.1947.Bericht der Zentralstelle für Vegetationskartierung des Reiches. 7 S., 1 Kt., Stolzenau/Weser 1948.

KRUMBEIN,W. & SLOSS,L.: Stratigraphy and Sedimentation.- 2 nd Ed: 660 2., San Francisco and London (Freeman) 1963.

KSIQZKIEWICZ,M.; SAMSONOWICZ,J. & RÜHLE,E.: An Outline of Geology of Poland.-The Scientific Publ.Foreign Coop.Center of the Central Inst.f.Scient.,Techn.and Economic Information. Warsaw 1969.

KUMMERLOEWE,H.: Die Tierwelt des Dümmer.- Veröff. Naturwiss. Ver. Osnabrück, 27, S. 102-114, 1955.

LANG,G. : Die Ufervegetation des westl. Bodensees.- Arch.Hydrobiol., Suppl. Bd. 32, 4, S. 437-574, Stuttgart 1967.

LEMCKE,K.; ENGELHARDT,W. & FÜCHTBAUER,H.: Geologische und Sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Beih. Geol. Jb., H. 11, Hannover 1953.

LIENENKLAUS,E.: Erster Beitrag zur Kenntnis der Ostracodenfauna des Reg.Bez.Osnabrück.-J.Ber.Naturwiss.Ver.Osnabrück, 12, Osnabrück 1897.

LIVINGSTONE,D.A.; BRYAN,K. & LEAH,R.G.: Effects of an arctic environment on the origin and development of freshwater lakes.- Limnol. Oceanogr., 3, S. 192-214, 1958.

LIVINGSTONE,E.A.: Alaska, Yukon, Northwest Territories and Greenland.- In: FREY,D.G. (ed): Limnology in North America. p. 559-574, Madison (Univ.Wiss.Press.) 1963.

LOHAMMAR,G.: Some observations on horizontal variations in a eutrophic lake.- Verh. Internat. Verein Limnol., 16, S. 89-96, Stuttgart 1966.

LOHMEYER,F.: Was bedeutet der Name Dümmer.- In: Der Dümmer. Diepholz (Schrödersche Buchdruckerei) 1925.

LOZEK,V. : Quartärmollusken der Tschechoslowakei.- Tschechoslow. Ahad. Wiss., 374 S., 32 Fototaf., Prag 1964.

LUNDBECK,J.: Das Werden und Vergehen der Nordwestdeutschen Binnenseen.- In: Geol.d. Meere und Binnengewässer, 2, S. 22-61, Berlin (Borntraeger) 1938.

LUNDWVIST,G.: Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen.- In: THIENEMANN,A.(Hrsg.) Die Binnengewässer, 2, Stuttgart (Schweizerbart) 1927.

-,- :Sjösediment fran Gotland.- Sver. geol. unders., Arsb. 34, No. 4, S. 1-143, Stockholm 1940.

LÜTTIG,G.:Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums.- Geol. Jb., 75, S. 419-429, Hannover 1958.

-,- :Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa.- Einzeitalt. u. Gegenw., 11, S. 51-63, Öhringen 1960.

MACAN,T.T.: Biological studies of the English lakes.- 260 S., 75 fic., London (Longman) 1970.

MACKAY,J.R.: The Mac kenzie delta area, North West Territor., Canada.- Can. Dpt. Mines, Techn. Surv. Geogr. Branch Mem., 8, 202 S., 1963.

MARCINIAK,B.: Die ersten Ergebnisse der Diatomeen-Analyse der spätglazialen Sedimente des Mikolajki Sees.- Mitt. Internat. Verein. Limnol., 17, S. 344-35/, Stuttgart 1969.

MENKE,B. :Das Spätglazial von Glüsing/Holstein.- Eiszeitalter u. Gegenw., 19, S. 73-84, Öhringen 1968.

MENSCHING,H.: Die Altmoränenlandschaft der Dammer Berge, nordwestlich des Dümmer. Geomorpholog.Beschreiung.- In: Landformen im Kartenbild, Gruppe I, Norddtl. Flachland, Kartenprobe 5, S. 5-10, 1970.

MERKT,J. :Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Sedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen.- Arch. Hydrobil., 62, 2, S. 145-154, 3 Abb., Stuttgart 1971.

-,- & STREIF,H.J.: Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente.- Geol. Jb., 88, S. 137-148, 5 Abb., Hannover 1970.

-,- ; LÜTTIG,G. & SCHNEEKLOTH,H.: Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente.- Geol. Jb., 89, S. 607-623, 1 Taf., Hannover 1971.

MICHAELSEN,K.: Steinzeitfunde aus dem Dümmer.- In: Germanenerbe (Monatsschr.f.Vorgeschichte), 3, 10, S. 290-295, Leipzig 1938.

MÖRNER,N.A.: The Younger Dryas Stadial.- Geol. Foren. Forhandl., 92/1, No. 540, p. 5-20, Stockholm 1970.

MOYLE,J.B.: Classification of lake waters upon the basis of hardness.- Proc. Minnesota Acad. Sci., 13, S. 8-12, Minnesota 1945.

MUDRACK,K.: Die Belastung des Dümmer mit sauerstoffzehrenden Stoffen. - Bericht des Inst.f.Siedlungswasserwirtschaft der Techn.Univ.Hannover 1970 (Unveröff.)

MÜLLER,F.:Beobachtungen über Pingos.- Medd. om Grønland, 153, 3, 127 p. Kopenhagen 1959.

MÜLLER,G.:Die Verteilung von Eisenmonosulfid ($FeS \cdot nH_2o$) und organ. Substanz in den Bodensedimenten des Bodensees.- Gas- und Wasserfach, 107, 14, S.364-368, 1966.

MÜLLER, G.: Die Sedimentbildung im Bodensee.- Naturwiss., 53 Jg., H.10,S.237-247,1966.
Fortsetzung: Beziehungen zwischen Wasserkörper, Bodensediment und Organismen im Bodensee Naturwiss., 54 Jg., H. 17, S. 454-466, 1967.

MÜLLER,H. :Zur Entstehung und Entwicklung des Steinhuder Meeres.- Gas- u.Wasserfach, 109. Jg., H.20, S.538-541, 1968.

-,- :Diskordanzen und Umlagerungserscheinungen in holozänen Sedimenten flacher Seen Nordwestdeutschlands.- Mitt. Internat.Verein Limnol., 17, S. 211-218, Stuttgart 1969.

-,- :Ökologische Veränderungen im Otterstedter See im Laufe der Nacheiszeit.- Ber. Naturhist.Ges., 114, S. 33-47, Hannover, 1970-

MULLER,S.W.: Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems : Strategic Engineering Study, 62, 231 p., US Army, Washington/DC 1945.

NAUMANN,E.:Einführung in die Bodenkunde der Seen.- In: THIENEMANN,A. (Hrsg.): Die Binnengewässer.- IX, 126 S., 28 Abb.,Stuttgart (Schweizerbart) 1930.

-,- :Limnologische Terminologie.- In: ABDERHALDEN,E.(Hrsg.) : Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden.- 776 S., 158 Abb., Berlin, Wien (Urban + Schwarzenberg) 1931.

-,- :Grundzüge der regionalen Limnologie.- In: THIENEMANN,A. (Hrsg.): Die Binnengewässer.- XI, 176 S., 31.Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1932.

NEUSTADT, M.I.: Über die Notwendigkeit der Untersuchung der Vorräte von Sapropelen.- Mitt. Internat. Verein Limnol., 17, S. 388-399, Stuttgart 1969.

NOWOTHNIG,W.: Ur- und Frühgeschichte des Landkreises Wittlage.- In: Die Landkreise in Niedersachsen, 18, (Der Landkreis Wittlage), S. 121-126, Bremen (Dorn) 1961.

OHLE,W. :Der Vorgang rasanter Seenalterung in Holstein.- Naturwiss., 40, 5, S. 153-162, 1953.

-,- :Die Ursachen der rasanten Seenentrophierung.- Verhdl. Internat.Verein.Limnol., XII. S. 373-382, Stuttgart 1955.

-,- :Chemische und mikrobiologische Aspekte des biogenen Stoffhaushaltes der Gewässer.- Mitt. Internat. Verein. Limnol., 14, S. 122-133, Stuttgart 1968.

OVERBECK,F.: Pollenanalyse quartärer Bildungen.- In: Handbuch der Mikrokopie in der Technik, 2, T.3, S. 327-410, Frankfurt/M. 1958.

-,- & SCHMITZ,H.: Zur Geschichte der Moore und Wälder Nordwestdeutschlands. I, Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems.- Mitt. d. Provinzialst. f. Naturdenkmalpflege Hannover, 3, S. 1-179, Hannover 1931.

PENCK,A.& BRÜCKNER,E.: Die Alpen im Eiszeitalter.- 3 Bde., Leipzig (Tauchnitz) 1901-1909.

PERNER-MANEGOLD,B.: Das Plankton des Dümmers in ökologischer Betrachtung mit Untersuchungen über die Temporalvariationen an Bosmina longirostris.- Abh.Lds.Mus.Natkde. Münster, 15, 1, Münster 1952.

PERSALL,W.H.: Phytoplankton in the English lakes. II. The composition of the phytoplankton in relation to dissolved substances.- J. Ecol., 20, 1932.

PETROVIC,G.: Der Metobolismus des Dojran-Sees, eines agäischen Sees.- Arch. Hydrobil., 45, 4, S. 436-493, 19 Abb., 46 Tab., Stuttgart 1969.

PFAFFENBERG,K.: Unveröff. Bericht über die Pollenanalytische Untersuchung einer Wasserbohrung im Dümmer-Becken.- 3 S.Archiv NLfB, Nachrichten Nr. 3416, 1937.

-,- & DIENEMANN,W.: Das Dümmerbecken. Beiträge zur Geologie und Botanik.- Veröff. Nds.Inst.Landeskunde u. Landesentwicklung an d. Univ. Göttingen, Reihe A, I, Bd. 78, 121 S., Göttingen-Hannover 1964.

POPOV,A.I.: Underground ice in the Quarternary deposits of the Yana-Indigirka lowland as a genetic and stratigraphic indicator.- In: PEWE, T.L. (Ed.) : The Periglacial Environment.- S. 55-64, Montreal (Mc Gill-Queen's Univ. Press) 1969.

RALSKA-JASIEWICZOWA,M.: Some results of palaeobotanical investigations of the late-glacial and holocene deposits from Mikolajki lake NE-Poland.- Mitt. Internat. Verein. Limn 17, S. 343, Stuttgart 1969.

RAY,R.G. :Aerial Photographs in Geologic Interpretation and Mapping,US Geol. Surv. Prof. Pap., 373, 230 p., Washington/DC. 1960.

REEVES jr.,C.:Introdution to palaeolimnology.- 228 S., 124 fig., Amsterdam (Elsevier) 1968.

REICHLING,H.: Der Dümmer.- Jb.d.Zool.Sekt.Westf.Prov.Mus.Natkd. Münster, 22 + 23, S. 138 - 148, Münster 1921.

-,- :Der Dümmer, Skizze der Flora u. Fauna und Vorschläge zum Schutze dieses Gebietes.- 50/52 Jahresber.Zool.Sekt.West Prov.Mus.Natkde.3, Münster 1932.

REINERTH,H.: Ein Dorf der Großsteingräberleute.- Germanenerbe (Monatsschr.f.Vorgeschichte), 4, 8, Leipzig 1939.

REX,R.W. :Hydrodynamic analysis of circulation and orientation of lakes in northern Alaska, p. 1021-1043.- In: RAASCH,G.O. (ed.): Geology of the Arctic, Toronto, Univ.Toronto Pres 1961.

RICHARDSON,J.L.: Former lake-level fluctuations - their recognitio and interpretation.- Mitt. Internat. Verein. Limnol., 17, S. 78-93, Stuttgart 1969.

RICHTER,M.: Spät- und Postglazial in Mittelnorwegen.- N.Jb.Geol. Paläont. Mh., 1, S. 1-18, Stuttgart 1950.

ROESCHMANN,G.: Die Böden im Landkreis Wittlage.- In: Die Landkreise in Niedersachsen, 18 (Dr Landkreis Wittlage), S.85-91. Bremen (Dorn) 1961.

RÖTSCHKE,M.: Klima und Wetter im Landkreis Wittlage.- In: Die Landkreise in Niedersachsen, 18, (Der Landkreis Wittlage S.42-55. Bremen (Dorn) 1961.

ROUND, F.E.: Biologie der Algen. 315 S., 69 Abb., 8 Taf. Stuttgart (Thieme) 1968.

RUNGE,F.: Die natürliche Pflanzendecke des Landkreises Wittlage.- In: Die Landkreise in Niedersachsen, 18 (Der Landkreis Wittlage), S. 91-93 Bremen ( Dorn ) 1961.

RUTTEN :Flat-bottomed glacial valleys, braided rivers and the beaver, Geologie en Mijnbouw, Jg. 46, 3, p. 356-360, Den Haag 1967.

RUTTNER,F.: Grundriss der Limnologie.- 332 S., 70 Abb., 3. Aufl., Berlin (de Gruyter) 1962.

SANDEN-GUYA,W.v.: Der große Binsensee.- 159 S., 32 Bildtaf ., 36 Abb., 4 Farbtaf., 2. Aufl.,Stuttgart(Franckh'sche) 1960.

SELLE,W. & SCHNEEKLOTH,H.: Ergebnisse einer Kernbohrung in Oerel, Krs. Bremervörde; drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. Zf d.df.G.G. 1963, 115, 1.Teil Hannover 1965.

SCHNEIDER ,S.: Botanisch-geologische Untersuchung der Fundstelle der Moorleichen im Großen Moor am Dümmer.- Die Kunde, N.F. 6, S. 3-4, 1955.

SCHRÖDER,J.V.:Plan von der Dümmer See.- ca. 1:34.000 Nds.Staatsarchiv Nr. 11a/42 pm, 1764.

SCHUMANN,W.: Geochronologische Studien in Oberbayern auf der Grundlage von Bändertonen.- Bayer. Akad.Wiss., Math.Naturwiss. kl., Abh. N.F., H 13, München 1969.

SCHWARZBACH,M.: Geologische Tätigkeit der Seen.- In: BRINKMANN,R. (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Geologie.- I, S.177-207, Stuttgart (Enke) 1964.

SEIBOLD,E.: Das Meer.- In: BRINKMANN,R.(Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, I, S. 280-473, Stuttgart (Enke) 1964.

SEIDEL,K.: Biologie der Binsen.- In: THIENEMANN,A.(Hrsg.): Die Binnengewässer, XXI, 1955.

SINDOWSKI,K.H.: Physikalische Untersuchungsmethoden.- In: BENTZ,A. (Hrsg.): Lehrbuch der Angewandten Geologie, I, S. 165-186, Stuttgart (Enke) 1961.

STAESCHE,H.: Bericht über die limnologischen Untersuchungen am Dümmer im Mündungsbereich der Hunte. Unveröff.Ber. Nds. L.A. Bodenforsch. Hannover 1966.

STEINBERG.K.: Zur Spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Unter-Eichsfeldes.- Hercynia, 3, S. 529-587, Halle 1944.

STILLE,H. & BRINKMANN,R.: Der Untergrund des südl. Oldenburgs und seiner Nachbargebiete.- Abhdl. Preuß.Geol. L.-A.,N.F., 116, S. 75-112, Berlin 1930.

STREIF,H.J.: Limnologische Untersuchung des Seeburger Sees(Untereichsfeld).- Beih. Geol. Jb., 83, 106 S., 25 Abb., 9 Taf., Hannover 1970.

STRUCKMANN,C.: Über die im Schlamm des Dümmer Sees in der Provinz Hannover aufgefundenen subfossilen Reste von Säugetieren.- Festschr.Nat.Histor.Ges.Hannover, 44/47, Hannover 1897.

TEDROW,J.C.F.: Soil Investigations in Inglefield Land, Greenland.- Meddel. om Grønland, 188, Nr. 3, Kopenhagen 1970.

THIJSSE,J.Th.: Groth of wind generated waves and energy transfer.- In: Gravity Waves, Semicentennial Symposium on Gravity Waves. Nat. Bur. of Standards, Circular 521 US Goverum. Print. off. 1952-209574.

THOMAS,E.A.:Die Phosphattrophierung des Zürichsees und anderer Schweizer Seen.- Mittl. Internat. Verein Limnol., 14, S. 231-242, Stuttgart 1968.

-,- :Kulturbeeinflußte chemische und biologische Veränderungen des Zürichsees im Verlaufe von 70 Jahren.- Mitt. Internat.Verein.Limnol., 17, S. 226-239, Stuttgart 1969

THOMAS, R.L.: A note on the Relationship of Grain Size, Clay Conten Quartz and organic Carbon in some Lake Erie and Lake Ontario Sediments.- J.Sedimentary. Petrology, 39, 2, p. 803-809, 1969.

TRASK, P.D.:Origin and environment of source sediments of petroleums.- Gulf. Publ. Houston, S. 67, 1932.

TRICART, J. & CAILLEUX,A.: Le modelé glaciaire el nival.- In: Trait de Geomorphologie. III, 508 S., 144 fig., Paris (Sedes) 1962.

TROLL,C. :Sölle und Mardelles. Glacial and periglacial phenomena in Continental Europe.- S. 31-34, Erdkunde, 16, 1, Bonn 1962.

TWENHOFEL,W.H. & Mc KELVEY,U.E.: The Sediments of Little Long (Hiawatha)Lake, Wisconsin.- J.Sediment. Petrol., 12, p. 36-50, 1962.

UNGEMACH,H.:Sedimentchemismus und seine Beziehungen zum Stoffhaushalt in 40 europ. Seen.-Diss., 420 S., Kiel 1960.

VIERHUFF,H.:Untersuchungen zu Stratigraphie und Genese der Sandlös vorkommen in Niedersachsen.- Mitt. Geol. Inst. TU Hannover, H.5, 99 S., 35 Abb., Hannover 1967.

WALLACE,R.E.: Cave-in lakes in the Nabesna, Chisana and Tanana Rive Valleys, eastern Alaska.- J.Geol., 56, p. 171-181, 1948

WALTER,H. :Die Vegetation der Erde in ökologischer Betrachtung.- 1 1001 S., 642 Abb., Stuttgart (Fischer) 1968.

WESERWERK KELLER,H.: Weser und Ems, ihre Stromgebiete u. wichtigsten Nebenflüsse, Berlin 1901.

WIECKOWSKI,K.: Investigations of bottom deposits in lakes of NE Poland.- Mitt. Internat. Verein.Limnol., 17, S. 332-342 Stuttgart 1969.

WILL,K.H. :Quartäre Sedimente im Gebiet der Stemmer Berge.- Fortschr.Geol.Rheinld.u.Westf., 17, S. 69-80, Krefeld 1969.

WOLDSTEDT,P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.- 464 S., 97 Abb., Stuttgart (Köhler) 1950.

-,- :Quartär.- In: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, Stuttgart (Enke) 1969.

WORTMANN,H.:Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in NW Deutschland.- Eiszeitalt. u.Gegenw., 19, S. 227-239, Öhringen 1968

ZAGWYN,W.H. & PAEPE,P.: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens.- Eiszeitalt. u.Gegenw., 19, S. 129-146, Öhringen 1968.

ZÜLLIG,H.: Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers.- Schweiz.Z. Hydrologie, 18, I, S. 5-143, Basel 1956.

## Lebenslauf

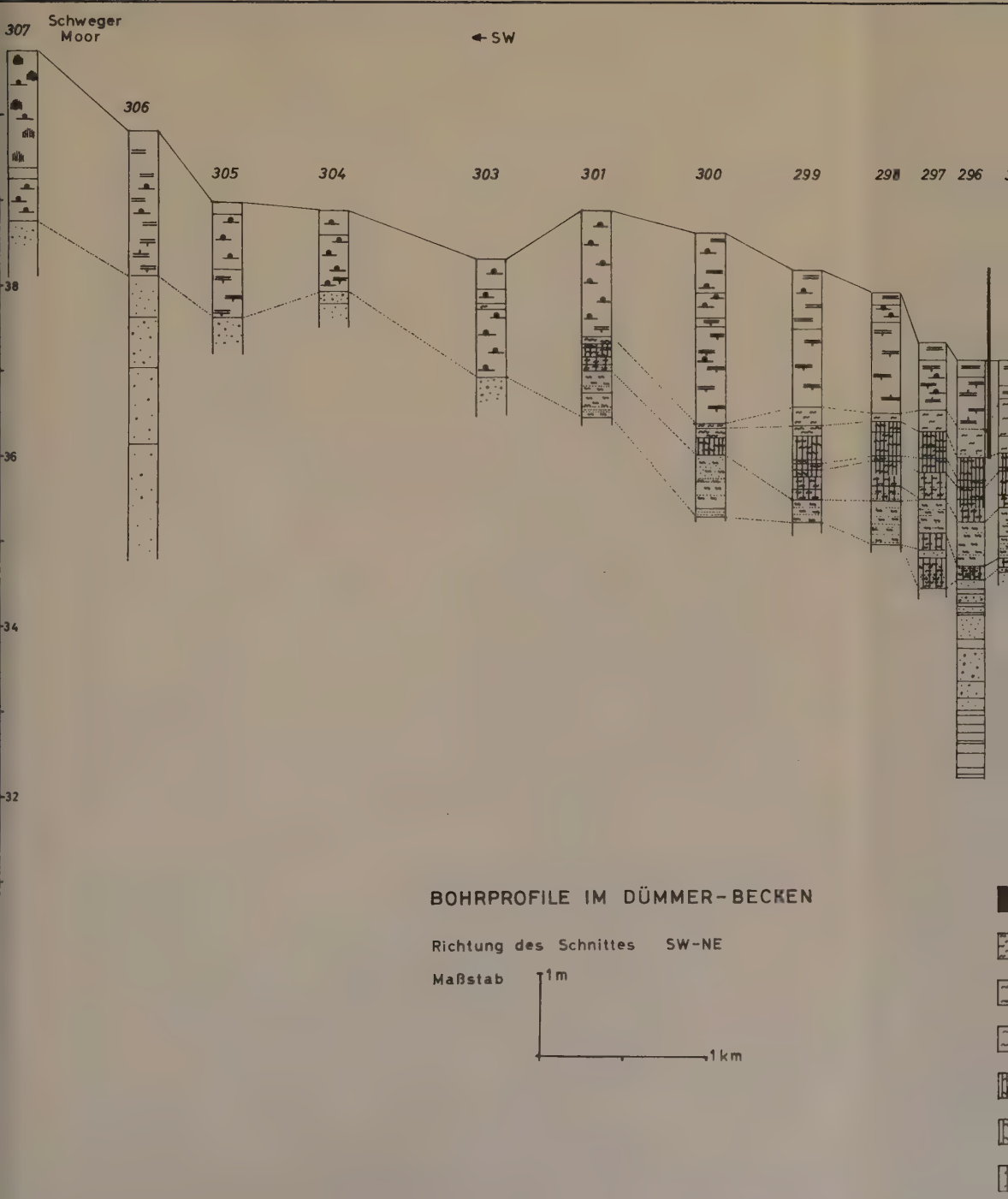
Am 2. August 1938 wurde ich als zweiter Sohn des kaufmännischen Angestellten Artur Dahms und seiner Ehefrau Elfriede, geb. Kiebach, in Berlin geboren. Nach dem durch Evakuierung aus Berlin und Flucht nach Schleswig-Holstein bedingten Besuch verschiedener Grundschulen legte ich 1957 am Gabriele-von-Bülow-Gymnasium in Berlin-Tegel die Reifeprüfung ab.

Anschließend studierte ich an der Freien Universität Berlin Geologie. Zu meiner Diplomarbeit führte ich stratigraphische Untersuchungen im saarländischen Muschelkalk durch und legte Anfang 1966 die Diplomprüfung ab.

Von Ende 1966 bis Ende 1969 war ich beim Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung zunächst mit einem Projekt zur Beseitigung von Industriewässern und danach innerhalb eines Programmes zur geologischen Untersuchung der Niedersächsischen Binnenseen beschäftigt. Anhand der bei letzterem Programm erarbeiteten Unterlagen und zusätzlicher Untersuchungen arbeitete ich in der Folgezeit meine Dissertation aus.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren:

| | |
|---|---|
| M. Richter, G. Bischoff | (Geologie) |
| K.R. Mehnert | (Mineralogie) |
| W.G. Kühne | (Paläontologie) |
| K.F. Jahr | (Chemie) |
| W. Ulrich | (Zoologie) |
| H. Lassen | (Pysik) |

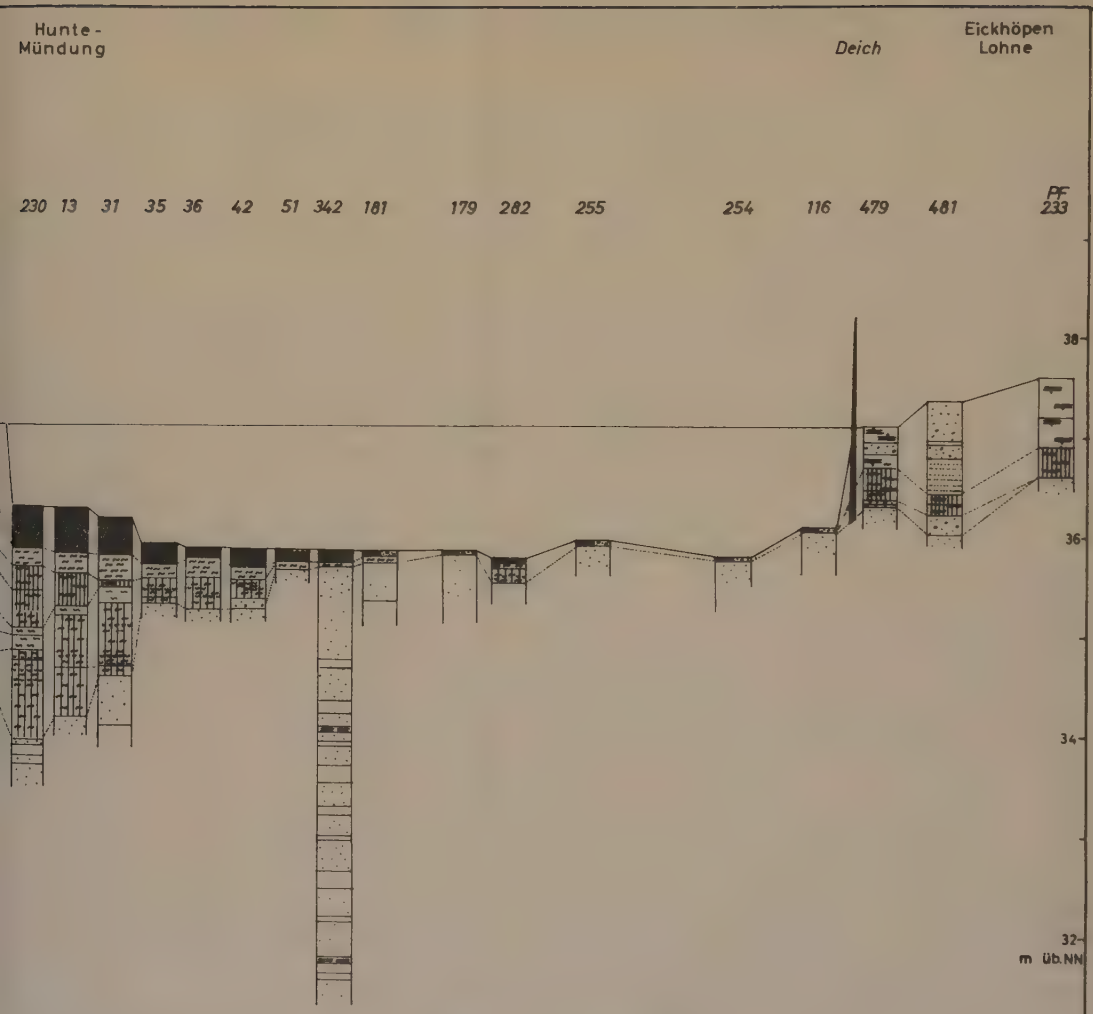



## BOHRPROFILE IM DÜMMER-BECKEN

Richtung des Schnittes SW-NE

Maßstab 1 m

1 km




schwarze Mudde

dunkelbraune Mudde

graubraune Mudde

Algenmudde ( Lebermudde )
kalkfrei

Kalk-Algenmudde (beige, hellgrau)

Kalk-Algenmudde ( rosa )

Kalkmudde (oliv-hellgrau)

Mudde (hellgraubraun)
kalkfrei, mit Sandlagen

Kalkmudde ( hell-dunkelgrau)
mit Schalenresten

Basissand (Feinsand, hellgrau-beige)
mit Schlufflagen

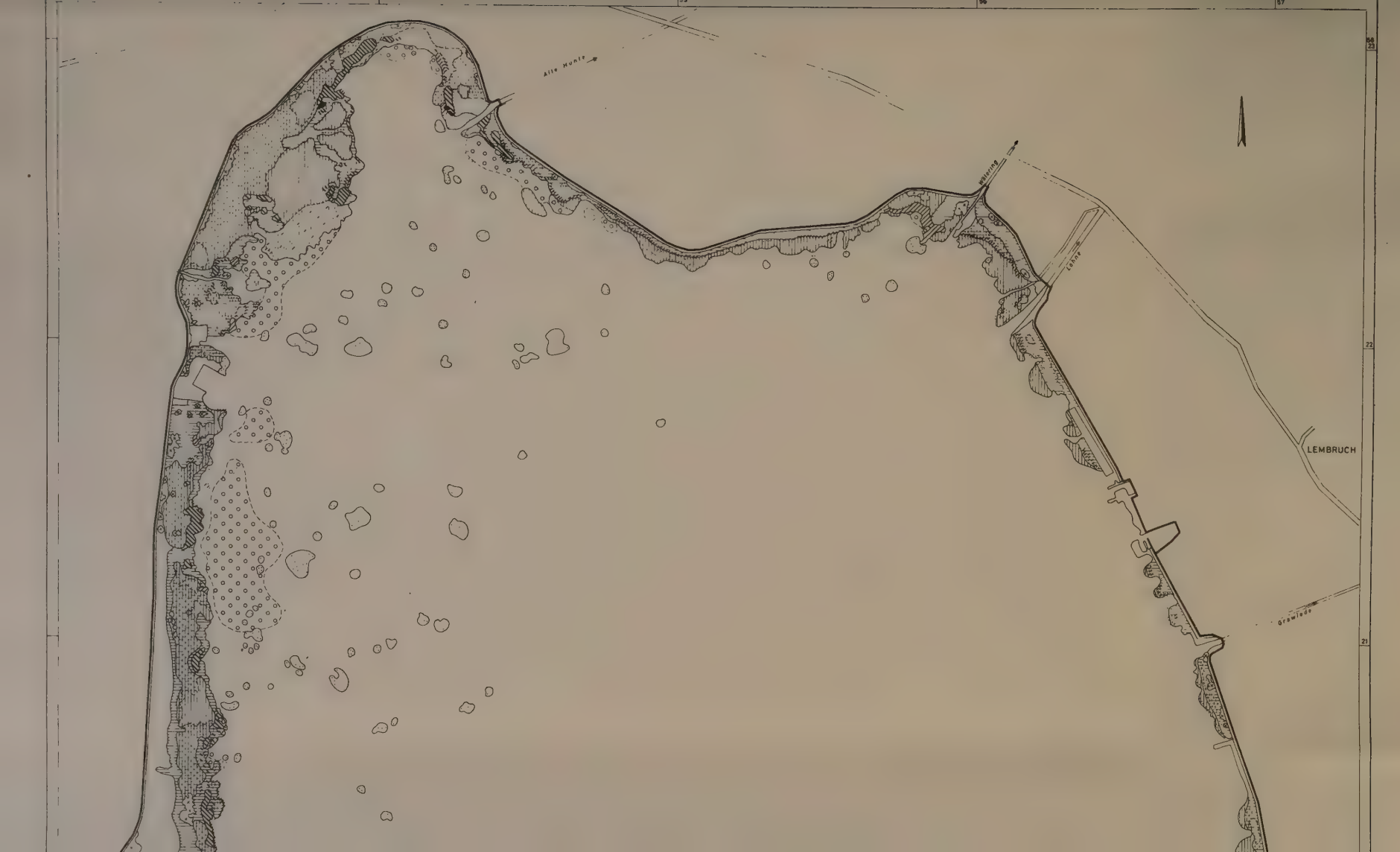
andere Sande

Bruchwaldtorf

Hochmoortorf
Niedermoortorf

Schilftorf
Seggentorf

**ANLAGE I**


Alte Hunte
Wallgraben
Lange
LEMBRUCH
Grawiede

# DÜMMER, Karte der Verlandungsvegetation

- Scirpus lacustris (See-Binse)
- Nymphaea/Nuphar (See-/Teichrose)
- Offene Wasserflächen im Schilfgürtel
- Phragmites communis (Schilfrohr)
- Typha angustifolia (Schmalblätteriger Rohrkolben)
- " latifolia (Breit- " " )
- Glyceria maxima (Großer Wasserschwaden)
- Carices (Seggen)
- Bruchwald u. Weidengebusch (Alnus, Frangula, Salix) (sehr kleine Flächen z.T. ohne Signatur)
- C Calamagrostis canescens (Lanzettliches Reitgras)
- E Equisetum palustre (Sumpf-Schachtelhalm)
- P Phalaris arundinacea (Rohr-Glanzgras)

ohne Signatur: freie Wasserfläche, Fischteiche u. kleine abgeschlossene Bucht westl. der Huntemündung, aufgeschüttetes Gelände bei den Bootshäfen

durchgezogezogene Schraffur oder reine Punktierung: einartige Bestände oder Bestände mit geringen Beimengungen anderer Arten

Strichelung oder verstreute Punktierung: zweithaufigste oder eingestreute Arten bei Mischbeständen

Aufnahme Winter 1969/70 mit Ergänzungen im Sommer 1970
Binseninseln nach Luftbildern 1966

Maßstab: 0 — 0,5 km